

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Estratigrafía



TESIS DOCTORAL

**Oscilaciones del nivel del mar desde el Pleistoceno superior en el sector costero Sagunto-Benicasim (Valencia-Castellón).
Registro sedimentario, geoquímico e histórico**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

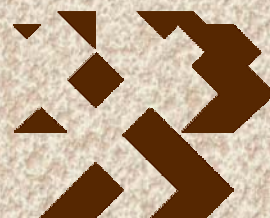
PRESENTADA POR

José Francisco Mediato Arribas

Directores

**Cristino José Dabrio González
Rosa María Mediavilla López
Juan Ignacio Santisteban Navarro**

Madrid, 2016



TESIS DOCTORAL

*Oscilaciones del nivel del mar desde
el Pleistoceno superior en el sector
costero Sagunto-Benicasim
(Valencia-Castellón)*

Registro sedimentario, geoquímico e histórico



Jose Francisco Mediato Arribas

Madrid, 2015



*Universidad Complutense de Madrid
Facultad de Ciencias Geológicas
Departamento de Estratigrafía*

Instituto Geológico y Minero de España



TESIS DOCTORAL

*Oscilaciones del nivel del mar desde el
Pleistoceno superior en el sector costero
Sagunto-Benicasim (Valencia-Castellón)*

Registro sedimentario, geoquímico e histórico

Jose Francisco Mediato Arribas

*Dr. D. Cristino José
Dabrio González*

*Dra. Dña. Rosa M^a
Mediavilla López*

*Dr. D. Juan Ignacio
Santisteban Navarro*

Madrid, 2015

Memoria presentada por D. Jose Francisco Mediato
Arribas para optar al título de Doctor en Geología

Madrid, 2015

Fdo: Jose Francisco Mediato Arribas

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada bajo la dirección de los Drs. D. Cristino José Dabrio González, Catedrático del Departamento de Estratigrafía (Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid); Dña. Rosa María Mediavilla López, Investigador del Área de Patrimonio Geológico y Minero (Instituto Geológico y Minero de España) y D. Juan Ignacio Santisteban Navarro, Profesor Contratado Doctor del Departamento de Estratigrafía (Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid).

VºBº

Dr. D. Cristino José
Dabrio González

Dra. Dña. Rosa M^a
Mediavilla López

Dr. D. Juan Ignacio
Santisteban Navarro

A mi familia



AGRADECIMIENTOS

AGRADECIMIENTOS

Las tesis tienen su momento y ésta llega un poco tarde, por lo que la gente con la que he trabajado y que me ha influenciado a lo largo de estos años es mucha; a todos ellos, gracias.

A los directores de la tesis: al Dr. Cristino J. Dabrio, agradecerle sus comentarios a esta memoria, que han sido en todo momento acertados y adecuados, muchas gracias por el esfuerzo realizado para mejorarla. A los Drs. Rosa M. Mediavilla y Juan I. Santisteban, que al ofrecerme la beca para realizar esta investigación, me han permitido conocer mejor un periodo, el Cuaternario, que para mí siempre había sido un manchurrón gris.

Quiero agradecer su comprensión y apoyo a los Drs. Nieves Meléndez y Alejandro Robador, con los que empecé; que entendieron mi decisión de realizar finalmente la Tesis en el Cuaternario y no en materiales del Aptiense. Lo curioso de este mundo es que de vez en cuando hay un proyecto que me deja volver al Cretácico. Gracias por los ánimos y el sincero interés demostrado.

Este trabajo no habría sido posible sin la financiación del Instituto Geológico y Minero de España, y por ello, quiero dar las gracias a sus responsables, que siempre me brindaron su apoyo. Incluyó también a Ángel Salazar que a través de su proyecto “Actualización del Mapa del Cuaternario de España 1:1.000.000 (Cuaternario 1M) y aportación a la nueva versión del International Quaternary Map of Europe 1:2.500.000 (IQUAME 2,5M)” ha financiado las dataciones de OSL.

Quiero expresar mi más sincera gratitud al personal del IGME, en concreto a las personas del antiguo Departamento de Geología del IGME, que siempre me han ayudado, no sólo durante la Tesis sino también en los diversos proyectos en los que me he embarcado o me han embarcado. En especial a la gente del extinto área de Estudios Geológicos, donde me incorporé con una beca de proyecto sobre estratigrafía del Cretácico de Pirineos y acabé con una beca de Tesis del Cuaternario de Castellón. A su responsable, Antonio Barnolas, que me contagió su pasión por la geología y en parte me animó al cambio; a Inma Gil por mostrarme lo que es una persona entregada; a Geles y Pilar por acogerme también; y al Dr. Cecilio Quesada, sin cuya cámara de fotos no existiría el archivo fotográfico de los sondeos.

Al personal de laboratorio del IGME, donde se realizaron buena parte de los análisis mineralógicos y geoquímicos; por su amabilidad. Un especial agradecimiento a Luis Galán por aquellas semanas o meses intentando poner en marcha el *Multi-sensor*; cuantas horas y que poco provecho, supongo que algo aprendimos. Al Dr. José Ramón de Andrés que me prestó su cortadora de sondeos.

Al Dr. Luis Somoza por sus comentarios de la sísmica marina multicanal y sus ánimos.

Tengo que agradecer muy especialmente a la Dra. Begoña del Moral por todas las revisiones que ha hecho del manuscrito, del diseño de la portada y de las interpretaciones y semi-cuantificaciones de las muestras de difracción. Por todo este trabajo y mucho más, muchísimas gracias.

Al equipo de sondeos del Parque Móvil de Ministerio de Medio Ambiente: Antonio, Francisco y, especialmente a Alfonso. Aprendí mucha teoría de sondeos y también mucha práctica.

A los Drs. Juan Usera y Fernando Robles por la clasificación de ostrácodos, foraminíferos, gasterópodos continentales y bivalvos de las muestras que les enviamos, sin contraprestación alguna.

Muchas gracias.

Al Dr. Santiago Giralt por los intentos de datación de los paleosuelos. Y a la Dra. Anna Pazdur por los largos correos explicándome los problemas con mis dataciones de ^{14}C .

A la Dra. Alicia Medialdea por realizar las dataciones de OSL y sus explicaciones del método que nos permitieron ajustar las edades obtenidas.

También quiero agradecer a mis compañeros de carrera y doctorado, las charlas de geología, los grandes momentos que vivimos y el compañerismo que nos ha unido durante todos estos años: Belén, Sandra, Carlos “Pero”, María, Miguel, Ricardo, Vero e Isra.

A los compañeros y muy buenos amigos del IGME, que están o se fueron: Raquel, Pilar, Geles, Rafa, Carmen, Inma, Maider, Telo, Juliana, Laura, Fernando “Mocho”, Javi “Cuarzi”, Ricardo, Javi Luengo, Maria, Irene, Rafa, Fernando, Manu, Miguel Angel, Estefanía, Adolfo,..., a todos ellos gracias por estar en los buenos y malos momentos. Con ellos aprendí y aprendo mucha geología, independientemente del tema. En especial a Mocho, Geles y Laura, que sufrieron lo “portátil” que es el equipo de sondeos *Cobra*, pero arrimaron el hombro desinteresadamente, y mucho más. Y también a Maite y Rafa Martínez que siempre me ayudaron con cualquier problema administrativo... y, en el caso de Rafa, alguno más. Gracias a todos.

A mis nuevos compañeros de trabajo, o no tan nuevos: Teresa, Jesús, Félix, Santiago y Alejandro, que estos últimos meses me han animado a acabar.

De forma muy especial quiero agradecer a los amigos de toda la vida, porque esta Tesis les ha servido de tema de burla durante mucho tiempo, pero también les ha enseñado algo de geología.

Por último a mi familia, que pase lo que pase siempre está ahí, su apoyo incondicional es muy importante para mí. A mis padres y mi hermana que siempre confían en mí, me ayudan y me han enseñado que el trabajo duro tiene su recompensa aunque sólo sea espiritual. También, porque han hecho de mí lo que soy; un buen tipo. A Bego, Óscar y Marcos, por compartir este proyecto de vida que me da la felicidad; siento los últimos meses, que han sido duros y espero recompensaros todo el cariño que me habéis dado, multiplicado. Sois lo mejor que tengo, gracias por cada uno de vuestros abrazos.



ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	i
ÍNDICE	v
RESUMEN/ABSTRACT	1
PARTE I: INTRODUCCIÓN	7
CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. PRESENTACIÓN	7
CAPITULO 2. MEDIO FÍSICO	11
2.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	11
2.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA	14
2.2.1. Situación geológica	14
2.2.2. Geomorfología	19
2.3. HIDROGEOLOGÍA	20
2.4. HIDROLOGÍA Y HUMEDALES COSTEROS	29
2.4.1. Hidrología	27
2.4.2. Marjales	28
2.5. MODELADO COSTERO	30
2.5.1. Circulación oceánica	30
2.5.2. Oleaje	34
2.6. CLIMA	36
CAPITULO 3. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS	47
3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO REGIONAL	47
3.1.1. Contexto estructural	47
3.1.2. Contexto estratigráfico y sedimentológico	49
3.1.3. Contexto geomorfológico	54
3.2. CAMBIOS EN EL NIVEL DEL MAR	55
3.2.1. Causas	55
3.2.2. Criterios estratigráficos para el análisis de los depósitos de márgenes continentales	56
3.2.3. Cambios relativos del nivel del mar durante el periodo Pleistoceno-Holoceno y su registro en la Península Ibérica y su entorno.	61
3.3. EL PALEOCLIMA REGISTRADO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA	73
3.4. CONCLUSIONES DE LOS ANTECEDENTES	76
CAPITULO 4. OBJETIVOS	81
CAPITULO 5. METODOLOGÍA	85
5.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	85
5.1.1. Información geológica	85
5.1.2. Información histórica y arqueológica	86
5.2. TRABAJO DE CAMPO	88
5.2.1. Cartografía Geológica	88
5.2.2. Sondeos	89
5.2.2.1. Sondeos a rotación	89
5.2.2.2. Sondeos a percusión	91
5.3. TRABAJOS DE LABORATORIO	93
5.3.1. Multi – Sensor Core Logger (MSCL)	93
5.3.2. Muestreo	94
5.3.3. Análisis mineralógico	95
5.3.4. Análisis geoquímico	95
5.3.4.1. Determinación de carbono y azufre	95
5.3.4.2. Determinación de elementos mayoritarios y menores	96
5.3.4.3. Determinación de elementos traza	96

5.3.4.4. Determinación de nitrógeno	97
5.3.5. Realización de láminas delgadas	97
5.3.6. Dataciones	97
5.3.6.1. Dataciones de radiométricas de ^{14}C	97
5.3.6.2. Dataciones por luminiscencia estimulada ópticamente (OSL)	99
5.4. TRABAJOS DE GABINETE	100
5.4.1. Análisis de regresión lineal	100
5.4.2. Análisis multivariante	100
5.4.2.1. Análisis de componentes principales	101
PARTE II: ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA	105
CAPITULO 6. ESTRATIGRAFÍA	105
6.1. DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS	106
6.1.1. Sondeo del río Palancia	108
6.1.2. Sondeo C7	110
6.1.3. Sondeo C4	112
6.1.4. Sondeo de Almenara	115
6.1.5. Sondeo C8	120
6.1.6. Sondeo C3	123
6.1.7. Sondeo C1	126
6.1.8. Sondeo C2	127
6.1.9. Sondeo del Marjal de Nules	129
6.1.10. Sondeo C9	132
6.1.11. Sondeo del río Mijares	134
6.1.12. Sondeo C6	135
6.1.13. Sondeo C5	137
6.1.14. Sondeo del Marjal de Benicasim	139
6.1.15. Sondeo C10	142
6.2. RESULTADOS DE LAS DATACIONES	144
6.2.1. Edades de radiocarbono	144
6.2.1.1. Modelo de edad	150
6.2.2. Edades de luminiscencia estimulada ópticamente (OSL)	151
6.3. UNIDADES ALOESTRATIGRÁFICA. LÍMITE ENTRE LAS UNIDADES ALOESTRATIGRÁFICAS	153
CAPITULO 7. UNIDAD ALOESTRATIGRÁFICA PLEISTOCENA	159
7.1. FACIES	159
7.1.1. Brechas masivas matriz soportadas (Gms)	160
7.1.2. Brechas masivas grano soportadas (Gmm)	161
7.1.3. Conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp)	163
7.1.4. Conglomerados con estratificación cruzada de surco (Gt)	165
7.1.5. Conglomerados masivos o con estratificación horizontal difusa (Gm)	166
7.1.6. Arenas con estratificación cruzada planar (Sp)	170
7.1.7. Arenas masivas (Sm)	171
7.1.8. Arenas con laminación horizontal (Sh)	172
7.1.9. Limos masivos (Fl)	176
7.1.10. Arcillas (Fms)	179
7.2. RASGOS POST-SEDIMENTARIOS	182
7.3. ASOCIACIÓN DE FACIES. AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN	184
7.3.1. Depósitos de flujo turbulento (Debris flow)	184
7.3.2. Depósitos de canal <i>braided</i> o trenzado de baja sinuosidad	186
7.3.3. Depósitos de desbordamiento o mantos de arroyada	190
7.3.4. Depósitos de llanura limosa o fangosa	192
7.4. MEDIO SEDIMENTARIO	193

7.4.1. Abanico aluvial	194
7.4.2. Conos de deyección	201
7.5. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA	202
CAPITULO 8. UNIDAD ALOESTRATIGRÁFICA HOLOCENA	213
8.1. FACIES	213
8.1.1. Brechas masivas matriz soportadas (Gms)	214
8.1.2. Brechas masivas grano soportadas (Gmm)	215
8.1.3. Gravas masivas o con estratificación horizontal difusa (Gm)	216
8.1.4. Gravas con estratificación cruzada planar (Gp)	218
8.1.5. Arenas masivas o laminadas (Sh)	218
8.1.6. Limos pardos con cantos (Fr)	220
8.1.7. Limos con cantos angulosos (Fl)	224
8.1.8. Calizas brechoides (Cr)	225
8.1.9. Arcillas (Fcf)	229
8.1.10. Limos arcillosos con <i>Cerastoderma glaucum</i> (Fv)	237
8.1.11. Arenas grises (Sl)	243
8.1.12. Arenas con bioclastos (Sb)	249
8.1.13. Arenas masivas (Sm)	253
8.1.14. Margas-Fango calcáreo (M)	260
8.1.15. <i>Caráceas</i> (Ch)	270
8.1.16. Turba (T)	276
8.2. ASOCIACIÓN DE FACIES. AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN	285
8.2.1. Depósitos de flujo viscoso (<i>debris flow</i>)	285
8.2.2. Depósitos de canal <i>braided</i> o de baja sinuosidad	286
8.2.3. Depósitos de desbordamiento o mantos	288
8.2.4. Depósitos lacustres-palustres (lago orgánico- calcáreo)	291
8.2.5. Depósitos de playa	295
8.2.6. Depósitos de <i>lagoon</i> siliciclástico	296
8.2.7. Depósitos de <i>washover-fan</i>	298
8.3. MEDIO SEDIMENTARIO	299
8.3.1. Abanicos aluviales y conos de deyección	299
8.3.2. Playa barrera	300
8.3.3. Llanura fluvial	302
8.4. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA	305
8.4.1. Evolución sedimentaria	305
8.4.1.1. Correlación y secuencialidad	305
Cuencas de Almenara-Nules y Benicassim	306
Secuencias litorales	306
Parasecuencia 1	307
Parasecuencia 2	307
Parasecuencia 3	308
Secuencias continentales	309
Parasecuencia 1	309
Parasecuencia 2	309
Parasecuencia 3	310
Parasecuencia 4	312
Parasecuencia 5	313
Parasecuencia 6	314
Relación entre parasecuencias marinas y continentales	315
Cuencas de los ríos Palancia y Mijares	319
8.4.1.2. Variaciones geoquímicas	321
Sondeo de Almenara	322
Sondeo de Benicassim	326
Sondeo C3	329

Sondeo C7	332
Sondeo C10	335
8.4.2. Reconstrucción y Evolución Paleogeográfica	337
8.4.2.1. Parasecuencia 1	337
8.4.2.2. Parasecuencia 2	338
8.4.2.3. Parasecuencia 3	340
8.4.2.4. Parasecuencia 4	341
8.4.2.5. Parasecuencia 5	343
8.4.2.6. Parasecuencia 6	346
PARTE III: RESULTADOS Y DISCUSIÓN	357
CAPITULO 9. CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR. CONTROLES SEDIMENTARIOS	358
9.1. PLEISTOCENO SUPERIOR	358
9.1.1. Tectónica	360
9.1.1.1. Tectónica pleistocena.	360
9.2. LÍMITE PLEISTOCENO-HOLOCENO	367
9.3. HOLOCENO	372
9.3.1. Tectónica holocena	381
9.4. CICLICIDAD. RESPUESTA DE LOS DEPÓSITOS COSTEROS	382
CAPITULO 10. CICLOS DE ALTA FRECUENCIA. VARIACIONES GEOQUÍMICAS DE LOS HUMEDALES Y FACTORES LOCALES	387
10.1. LOS HUMEDALES COSTEROS COMO INDICADORES DE VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR	387
10.2. FACTORES DETERMINANTES DE LOS CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR DE LOS ÚLTIMOS 4.000 AÑOS DEDUCIDOS A PARTIR DE LOS DATOS GEOQUÍMICOS	390
10.2.1. Reconstrucción de las condiciones climáticas y del nivel del mar para los últimos 4.000 años	390
10.2.2. Factores condicionantes de las variaciones relativas del nivel del mar durante los últimos 4.000 años	396
PARTE IV: CONCLUSIONES	401
CAPITULO 11. CONCLUSIONES	401
PARTE V: BIBLIOGRAFÍA	
CAPITULO 12. BIBLIOGRAFÍA	407
ANEXOS	465
ANEXOS I	465
ANEXOS II	473
ANEXOS III	495
ANEXOS IV	521



RESUMEN / ABSTRACT

OSCILACIONES DEL NIVEL DEL MAR DESDE EL PLEISTOCENO SUPERIOR EN EL SECTOR COSTERO SAGUNTO-BENICASIM (VALENCIA-CASTELLÓN, ESPAÑA). REGISTRO SEDIMENTARIO, GEOQUÍMICO E HISTÓRICO.

RESUMEN

Introducción

Esta memoria recoge los resultados de los estudios estratigráficos, geoquímicos de alta resolución e histórico-arqueológicos del registro Pleistoceno superior-Holoceno de las llanuras costeras de Castellón de la Plana y Sagunto. Se ha reconstruido la arquitectura estratigráfica de ambas llanuras, lo que nos ha permitido determinar los principales factores que condicionaron su relleno. El principal es la posición relativa del nivel del mar que, a su vez, depende de varias causas o forzamientos que actúan en diferentes escalas de tiempo. Determinar las variaciones relativas del nivel del mar y su origen en un periodo próximo al que vivimos puede ayudarnos a saber cómo evolucionaran los sistemas sedimentarios costeros en el futuro. Por ello es necesario analizar un gran número de zonas, ambientes sedimentarios y procesos para mejorar la precisión. En este caso, se ha estudiado todo el ámbito litoral pero haciendo hincapié en tres lagunas costeras de agua dulce (Almenara, Nules y Benicasim).

Objetivos

La finalidad de este trabajo es establecer las variaciones del nivel del mar desde el Pleistoceno superior hasta la actualidad y determinar sus causas a partir del registro sedimentario de dos llanuras costeras. Pero hay otros factores (clima, tectónica, corrientes oceánicas,...) que han influido en la sedimentación y que también requieren un estudio de detalle. Para ello, se proponen los siguientes objetivos: reconstruir la arquitectura estratigráfica del relleno sedimentario de las Planas de Sagunto y Castellón, con apoyo de la geoquímica; determinar las condiciones de sedimentación desde el Pleistoceno superior, los factores de control y su importancia relativa; elaborar mapas paleogeográficos que muestren la evolución sedimentaria del registro y, finalmente, reconstruir el modelo de relleno de las cuencas a fin de proponer una curva de evolución relativa del nivel del mar teniendo en cuenta sus causas.

Resultados

El estudio de afloramientos aislados y de los cortes de los ríos principales y de 15 sondeos con recuperación de testigos ha permitido diferenciar dos unidades aloestratigráficas: la Unidad Pleistocena y la Unidad Holocena.

La unidad del Pleistoceno superior está compuesta por depósitos de conos de deyección y de abanicos aluviales de baja pendiente. Los segundos incluyen tres secuencias deposicionales separadas por paleosuelos, que se enmarcan dentro de periodos de nivel del mar alto, coincidiendo con los estadios isotópicos marinos MIS 5 y el MIS 3. Durante parte del Pleistoceno y comienzos del Holoceno la actividad tectónica de fallas normales de componentes catalánide e ibérica retocó el techo de los depósitos pleistocenos y condicionó la topografía al inicio de la sedimentación holocena.

El límite entre las dos unidades lo constituye una discontinuidad estratigráfica que, según se deduce de la cartografía y de las dataciones de ^{14}C y luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), es una laguna estratigráfica en las zonas próximas a los cauces fluviales principales y un hiato sedimentario en los interfluvios. El relleno holoceno se distribuye en dos áreas: una entre los relieves mesozoicos y las llanuras costeras, compuesta por depósitos de abanicos aluviales de poca extensión, y otra en las zonas bajas o distales de los abanicos aluviales pleistocenos, formada por los depósitos de playa barrera y llanura fluvial. Los depósitos de playa barrera rellenan las cuencas de Almenara-Nules y Benicasin, y las llanuras fluviales las cuencas de los ríos Mijares y Palancia.

El registro sedimentario más completo y preciso se encuentra en las cuencas de Almenara-Nules y Benicasim, donde se han distinguido 6 parasecuencias transgresivas-regresivas (T-R) que se han agrupado en dos cortejos sedimentarios. El inferior, en el que aparecen depósitos litorales, corresponde a un cortejo transgresivo (TST) y, el superior, en el que domina la sedimentación lacustre, a un cortejo de nivel del mar alto (HST). Ambos están, limitados por una superficie máxima inundación datada ca. 7.000 a Cal BP. Las parasecuencias registran un ascenso escalonado del nivel del mar: en las parasecuencias del cortejo la inferior los incrementos superan ampliamente el metro de altura, en las del cortejo superior las fluctuaciones relativas son en general inferiores al metro. La comparación con los resultados obtenidos en otros sistemas sedimentarios litorales y marinos del Mediterráneo occidental permite deducir que las oscilaciones del nivel del mar se produjeron en ciclos de aproximadamente de 1.500 a 1.800 años, coincidiendo con eventos fríos de Bond que aumentaron el caudal de las corrientes que atraviesan el estrecho de Gibraltar.

Además, el registro estratigráfico y geoquímico de tres sondeos perforados en los depósitos lacustres permite reconocer otras pequeñas oscilaciones del nivel del mar que afectan el nivel freático de los humedales. Estas oscilaciones tienen lugar con una ciclicidad de 600 a 800 años y coinciden con el aumento de la intrusión de agua atlántica superficial por el Estrecho de Gibraltar, la formación de corrientes profundas en el Golfo del León, y con incrementos de los temporales del NO.

Conclusiones

Las variaciones glacio-eustáticas controlaron la sedimentación de las llanuras costeras de Sagunto y Castellón durante el Pleistoceno superior y las primeras fases del Holoceno. A partir de los 7 ka dejó de actuar el factor glacio-eustático y pasaron a dominar los factores comunes del Oeste Mediterráneo, en especial las corrientes marinas superficiales, gobernadas fundamentalmente por el clima. El factor tectónico sólo tuvo cierta (aunque escasa) importancia a finales del Pleistoceno retocando algo las morfologías preexistentes, pero sin afectar gran cosa al relleno. Su efecto fue aún menor en el Holoceno.

La posición de la línea de costa desde el inicio de la sedimentación holocena no ha variado significativamente, aunque durante el TST tendría una forma sinuosa que durante el HST fue adquiriendo la configuración rectilínea actual.

El análisis geoquímico ha apoyado el análisis sedimentológico permitiendo identificar facies e, incluso, determinar las condiciones de depósito, además de reconocer eventos, secuencias y, en general, de caracterizar la evolución vertical de los sistemas lacustres.

Los cambios en la profundidad de los humedales están directamente relacionados con oscilaciones relativas del nivel del mar, mientras que las variaciones de salinidad de los lagos están vinculadas con cambios en las precipitaciones y aportes de agua dulce freática.

Finalmente, se presenta una curva relativa del nivel del mar para el sector costero de Sagunto-Benicasim, que coincide *a grandes rasgos* con otras del Mediterráneo occidental.

SEA LEVEL CHANGES IN THE SAGUNTO-BENICASIM SECTOR COASTAL PLAINS (VALENCIA-CASTELLON, SPAIN) SINCE THE UPPER PLEISTOCENE. SEDIMENTARY, GEOCHEMICAL AND HISTORICAL RECORDS.

ABSTRACT

Introduction

This Memory presents the results of high-resolution stratigraphic, geochemical and historic-archaeological studies of the late Pleistocene to Present record of the coastal plains of Castellón and Sagunto, in the Spanish coasts of the Western Mediterranean. Reconstruction of the stratigraphic architecture in both areas allowed us to characterize and evaluate the main controls of sedimentation. The mayor control of sedimentation is the relative position of sea level which, in turn, depends on a series of forcing agents acting in several time scales. Determining relative sea level changes and their origin in recent times can shed light of the foreseeable evolution of coastal sedimentary systems in a near future. However, achieving a satisfactory precision requires studying sedimentary environments and processes in a large number of areas. We have studied the entire coastal tract, with special focus on three coastal fresh-water lacustrine areas: Almenara, Nules and Benicasim ponds.

Objectives

The main aim of this research is to recognize sea level changes since the late Pleistocene, and to stablish their causes, based on the study of the sedimentary record of two coastal plains. Other factors, such as climate, tectonics, oceanic currents, also influenced the sedimentation and require a detail investigation. To reach these aims we propose a few objectives: to stablish of the stratigraphic architecture of the infill of the coastal plains of Castellón and Sagunto with the help of geochemistry; to recognize the sedimentary conditions and evaluate the role of the controlling factors since the Pleistocene; to prepare palaeogeographic maps showing the sedimentary evolution with time and, finally, to reconstruct a model of basin fill previous to proposing a local curve of relative sea level changes for this region, taking in account the possible causes.

Results

Study of isolated outcrops and sections in river walls coupled with 15 drill cores allowed distinguishing two allostratigraphic units: Pleistocene Unit and Holocene Unit.

The upper Pleistocene Unit consists of proximal cones and gentle-slope alluvial fan deposits, these including three depositional sequences separated by soil profiles formed under high stands (HSTs) during the marine isotopic stages MIS 5 and MIS 3. Gentle tectonic activity along faults with Iberian and Catalanid orientations during part of the Pleistocene and earliest Holocene, moved the top of Pleistocene deposits conditioning the topography at the beginning of Holocene sedimentation.

Therefore, the limit of Pleistocene and Holocene Units is a stratigraphic discontinuity which, according to geological mapping and ^{14}C and OSL (optically stimulated luminescence) dating, occurs as a stratigraphic lacuna in areas close to the valleys of the main water courses or a break in sedimentation (sedimentary hiatus) in interfluvies.

The Holocene Unit crops in two areas: a smaller one, between the Mesozoic relieves and the coastal plains, with small alluvial fans, and a larger one, on the lower, distal parts of the Pleistocene alluvial fans, made up of beach barrier and fluvial plain deposits. The first form the infill of the Almenara-Nules and Benicasim basins, whereas the second occupy the valleys of Mijares and Palancia rivers.

The most complete and precise sedimentary record is found in the Almenara-Nules and Benicasim basins where six transgressive-regressive (T-R) parasequences have been recognized. These can be grouped into two systems tracts. The lower one includes coastal deposits and corresponds to a transgressive systems tract (TST), whereas the upper one is dominantly lacustrine and represents a high stand systems tract (HST). They are separated by a maximum flooding surface dated ca. 7,000 cal. BP. Parasequences record a stepped ascent of sea level but the amplitude of the ascent is larger in those in the lower systems tract, well in excess of one meter, as compared with the ones in the upper systems tract which are generally below one meter. Comparison with results obtained in coastal and marine sedimentary systems in Western Mediterranean suggests that fluctuations of sea level took place with a submillennial periodicity around 1,500 to 1,800 years, coincident with Bond events that influenced the strength of the current entering the Mediterranean through the Gibraltar Strait.

Conclusions

Glacio-eustatic factors controlled the sedimentation on the coastal plains of Sagunto and Castellón during the Late Pleistocene and the early phases of the Holocene, but ceased to be relevant after 7 Ka. Since that time, the main controlling factors of sedimentation are those common in western Mediterranean governed by climate. Tectonics had only a limited influence during the uppermost Pleistocene when it introduced gentle modifications in the preexisting morphosedimentary units that did not significantly affect the infill. Tectonic activity was almost negligible during the Holocene.

The position of the shoreline during the Holocene did not change appreciably, but it had a sinuous morphology during the HST that changed progressively until it reached its present rectilinear trace.

Geochemical analyses support the results of sedimentology and allowed distinguishing facies, conditions of sedimentation, events and sequences and, in overall, reconstructing the vertical evolution of lacustrine systems.

Changes in depth of coastal marshes are directly related to relative fluctuations of sea level, whereas changes in lake salinities are connected to changes in precipitations and supply of fresh water.

Finally, a curve of relative sea level for the Sagunto-Benicasim coastal tract was constructed. It largely coincides with other proposed for the Western Mediterranean.



PARTE I: INTRODUCCIÓN



CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

PARTE I. INTRODUCCIÓN

CAPITULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. PRESENTACIÓN

El presente trabajo aborda los cambios relativos del nivel del mar en el periodo reciente, Pleistoceno Superior – Holoceno. Para ello se ha estudiado el registro sedimentario de dos llanuras costeras del Levante español, las de Castellón y Sagunto.

El interés del hombre por los cambios del nivel del mar viene de antiguo, así Estrabón, en el siglo V a.C., hace referencia a los cambios del nivel del mar como la manera de explicar el origen de fósiles marinos que encontró en zonas continentales. Incluso Plinio el Viejo, en su obra *Naturalis Historia*, donde aparecían localizadas diferentes poblaciones según su posición respecto al mar, señala, en alguno de los casos, variaciones en la posición de la línea de costa haciendo referencia a observaciones de autores anteriores.

En el ámbito de la Geología, una vez demostrado que a lo largo del tiempo geológico se han producido variaciones del nivel del mar, el objetivo de un gran número de trabajos posteriores se centró, no sólo en la identificación de estas oscilaciones, sino en su origen. Así, según fue aumentando el conocimiento sobre esta materia se llegó a la conclusión de que las oscilaciones del nivel del mar siguen un modelo cíclico que, según su frecuencia, se denominaron de 1^{er} orden, 2^o orden, 3^{er} orden, y así sucesivamente (Mitchum, 1977). El 1^{er} orden corresponde a ciclos de 10^8 años y su origen es fundamentalmente tectónico, asociado a la evolución de continentes. Los de 2^o orden (ciclos de 10^7 años) responden a cambios en la expansión de las dorsales oceánicas. Respecto al origen de los ciclos de 3^{er} orden (10^6 años) aún hoy no existe consenso, atribuyéndose a una combinación de 2 o más procesos, como tectónica y eustatismo. Por último, los de 4^o y 5^o orden (200.000 años y 20.000 a 10.000 años, respectivamente) corresponden a procesos glacio-eustáticos asociados a los ciclos de Milankovitch.

Este trabajo se centra en el último de los ciclos de 4^o orden conocidos, en la búsqueda de ciclos menores, en la determinación de su ciclicidad y su origen. La identificación de ciclos de menor rango es más difícil, puesto que los procesos que los originan son más numerosos y pueden solaparse los unos a los otros, por lo que llegar a determinar su origen es más complicado. Además, un trabajo aislado, en una zona concreta, no permitirá conocer el origen de estos pequeños ciclos, sino que es necesario el estudio combinado de varias áreas, dentro de una determinada región, junto con trabajos en diferentes registros lo que permitirá una mejor aproximación al origen de estos ciclos.

Los primeros trabajos que se realizaron para conocer la evolución del nivel del mar durante el periodo considerado (Pleistoceno Superior – Holoceno) están fechados a finales de los 80s y principios de los 90s del siglo XX (Fairbanks, 1989, 1990; Bard *et al.*, 1990; Chappell y Polach, 1991; Edwards *et al.*, 1993). Estos trabajos proponían una curva sintética de la posición relativa del nivel del mar a escala global desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad, sin valorar los distintos factores que pudieran modificarla. Los trabajos posteriores se desmarcaron de esta línea de investigación, puesto que se observó que, según la región, hay distintos factores locales que pueden modificar dicha curva, y así, la tendencia actual es proponer curvas relativas del nivel del mar según el área, analizando los factores que condicionan el nivel del mar de esa zona.

Este trabajo se centró en el área de Castellón por varias razones. La primera es que se han

publicado trabajos de diversas áreas a lo largo del litoral que señalan cambios relativos del nivel del mar, pero sin una clara relación entre ellos y con escaso solapamiento temporal, es decir, señalaban uno o varios eventos puntuales que podían o no coincidir con los de otras áreas. Pero todos ellos en conjunto unidos a los resultados de la zona de Castellón podrían determinar la evolución del nivel del mar para el mediterráneo occidental, y a su vez, nos ayudarían a identificar los factores locales que pueden afectar a estos cambios del nivel del mar. Una razón más, es suplir la escasez de trabajos estratigráficos en humedales costeros del litoral mediterráneo Peninsular, y en este caso, además, por las características de la zona, como su relativa estabilidad tectónica o la importante influencia climática sobre los humedales, la hacían muy favorable para el estudio de las variaciones del nivel del mar de pequeño rango.

En esta tesis se realiza un análisis secuencial del registro sedimentario de los depósitos costeros, pero además se combina y apoya con otras técnicas como geoquímica, geofísica, y datos históricos y arqueológicos.

Los trabajos se pudieron realizar gracias a la concesión de una beca predoctoral y al apoyo económico del Instituto Geológico y Minero de España.



CAPÍTULO 2. MEDIO FÍSICO

CAPITULO 2. MEDIO FÍSICO

2.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se ubica en la zona oriental de la Península Ibérica, al norte de la Comunidad Valenciana, en las llanuras costeras de Castellón y Sagunto, también denominadas Plana de Castellón y Campo de Morvedre, que se encuentran limitadas al Este por el Mar Mediterráneo, al Norte por el Desierto de las Palmas, al Oeste por la Sierra de Espadán y Sierra de Calderona y al Sur por la llanura de Valencia (Fig. 2.1).

Las llanuras costeras de Castellón y Sagunto forman un relieve de suave pendiente, inferior a 1°, entre las cotas 0 – 130 m y separadas entre sí por los relieves triásicos de los cerros de Montaña Blanca (92 m), Alto del Cid (110 m) y Alto de Almenara (175 m), (Fig. 2.1).

El área estudiada comprende las hojas topográficas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000: 30 - 24 (616) Villafamés, 29-25 (640) Segorbe, 30 – 25 (641) Castellón de la Plana, 30 – 26 (669) Moncófar, 29 – 26 (668) Sagunto y 29-27 (696) Burjasot.

La red fluvial en el área de estudio está constituida por los ríos Mijares, Palancia, Belcaire, Veo, Seco y Rambla de la Viuda, que atraviesan la zona de NO a SE (Fig. 2.1) y veros en mayor detalle en un apartado posterior.

La zona presenta en la actualidad un gran desarrollo urbanístico, donde los principales núcleos de población, según el último Censo de Población elaborado por el INE en 2011 son: Castellón de la Plana (176.298 habitantes), Sagunto (65.813 habitantes), Vall d'Uxo (32.733 habitantes), Burriana (35.044 habitantes) y Benicasim (18.178 habitantes). Su población puede llegar a duplicarse durante el periodo estival debido al desarrollo turístico e inmobiliario que ha sufrido en los últimos años.

A nivel de comunicaciones terrestres, las principales vías son la AP-7, la N-340 y la nueva circunvalación CV-10, que atraviesan la zona de N a S, complementadas con una extensa red de carreteras secundarias. En cuanto a líneas férreas hay dos. Una que recorre la zona de N a S y que une las poblaciones de Sagunto, Nules, Villarreal, Castellón y Benicasim con las grandes ciudades de Valencia y Barcelona, cuya finalidad es el transporte de pasajeros y de mercancías entre los puertos costeros más importantes. La otra línea en activo, que parte de Sagunto hacia Zaragoza, se comenzó a construir entre finales del siglo XIX y principios del XX con el objetivo de transportar mercancías y pasajeros entre el puerto de Valencia y las pequeñas cuencas mineras de Teruel y Calatayud. Prácticamente a la vez y coincidiendo con la construcción del embarcadero de Sagunto se construyó una línea férrea de vía estrecha entre las minas de Ojos Negros (Teruel) y el nuevo puerto de Sagunto, que actualmente se utiliza como vía verde .

En la zona existen tres grandes puertos marítimos, Castellón, Sagunto y Burriana, que se construyeron como puertos comerciales entre finales del siglo XIX y principios del siglo XX aprovechando el auge económico. En el caso del puerto de Castellón, primero se creó para la exportación de cítricos y, posteriormente, se reformó y creció como consecuencia de la construcción de un polígono industrial en torno a él, donde se instauraron la refinería de petróleo de BP e grandes empresas cerámicas y químicas. El puerto de Sagunto se construyó al mismo tiempo que los Altos Hornos para facilitar la exportación del material producido en ellos. Actualmente, después del desmantelamiento de éstos, el puerto sirve como mecanismo de transporte de mercancías de un parque industrial y de atraque del gas utilizado por la central térmica que se ha instalado en el mismo puerto.

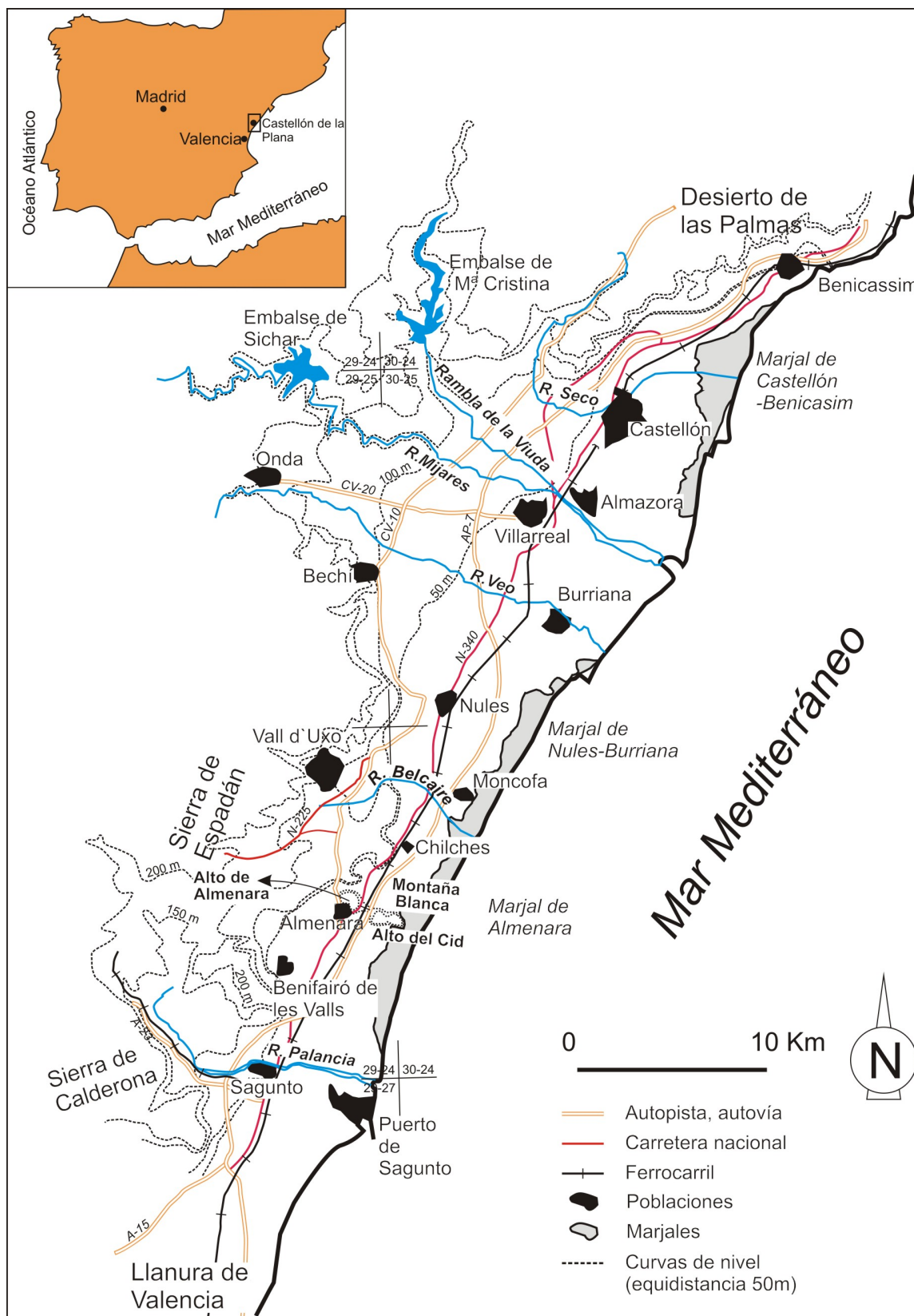


Figura 2.1.- Situación geográfica de área de estudio. Señalado por cuadrantes los mapas topográficos 1:50.000.

El puerto de Burriana, construido inicialmente como plataforma para la exportación de cítricos, se utiliza en la actualidad como pequeño puerto pesquero para barcos de poco calado, como astillero y

como club recreativo. Además de estos tres puertos existe un pequeño puerto deportivo Siles en la población de Canet de Berenguer.

Dedicado al transporte aéreo, existe un pequeño aeródromo localizado entre las poblaciones de Castellón de Plana y Benicasim.

El primer sector económico de la zona es el de los servicios (turismo y actividad inmobiliaria), que ha adquirido en la última década un fuerte auge sobrepasando a las actividades más tradicionales, como el sector agrícola o el sector industrial, representado este último principalmente por la industria cerámica.

La producción agrícola constituye cerca del 80% del sector primario, destacando, en la llanura costera los cultivos de regadío, como las plantaciones de naranjas, mandarinas y hortalizas y, en las áreas de interior, los cultivos de secano, fundamentalmente olivos, almendros y cereales. La explotación agraria basada en los cítricos (naranjas y mandarinas) comenzó a finales del siglo XIX; hasta entonces los principales cultivos eran de vid, morera, cereales y cáñamo (Tabla 2.1.). En las marjalerías todavía persisten huertas de hortalizas y algunas áreas de arrozales. El resto del sector primario lo constituye la actividad ganadera y pesquera.



Tabla 2.1.- Datos de vegetación, cultivos y actividad antrópica extraídos de los archivos documentales para el área comprendida entre las Planas de Sagunto y Castellón y las sierras circundantes. El grosor de las líneas marca la diferente intensidad de la actividad de cada uno de los elementos analizados.

Dentro del sector secundario el industrial tiene una especial relevancia. El primer lugar de la actividad industrial lo ocupa la producción de azulejos y pavimentos cerámicos, ubicados en las localidades de Alcora, Onda, Vila-real, Castellón de la Plana, Almazora y Nules. En esta área se fabrica cerca del 85% de la producción española. Dentro del sector químico existen grandes fábricas para la elaboración de aceites esenciales, productos químicos orgánicos y abonos. Respecto a los sectores más tradicionales destacar el sector textil, de calzado y muebles. En Sagunto, tras el cierre de los Altos Hornos del Mediterráneo, en 1986, se produjo una reconversión hacia una nueva industria basada en la chapa laminada en frío y en el vidrio que, junto a la construcción de viviendas con fin turístico, sirvió para relanzar económicamente la zona. La construcción de viviendas y apartamentos ha tenido hasta hace pocos años un gran peso en la producción económica del área. En el ámbito

energético cabe mencionar la presencia, en el Grao de Castellón, de una de las principales refinerías españolas y, en el Grao de Sagunto, una nueva central térmica de ciclo combinado.

2.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y GEOMORFOLÓGICA

2.2.1. Situación geológica

El área de investigación se sitúa en el sector oriental de la Cordillera Ibérica (Fig. 2.2), en una depresión originada durante el Oligoceno superior - Mioceno inferior (Fontboté *et al.*, 1990; Roca *et al.*, 2001; Vegas y de Vicente, 2004) a partir de estructuras de *graben* creadas por fallas de orientación NE – SO y E – O (Simón, 1984), durante la apertura del Surco de Valencia. Dicha depresión fue rellenada por materiales neogénos y cuaternarios, aunque los primeros no afloran en superficie (Goy, 1978).

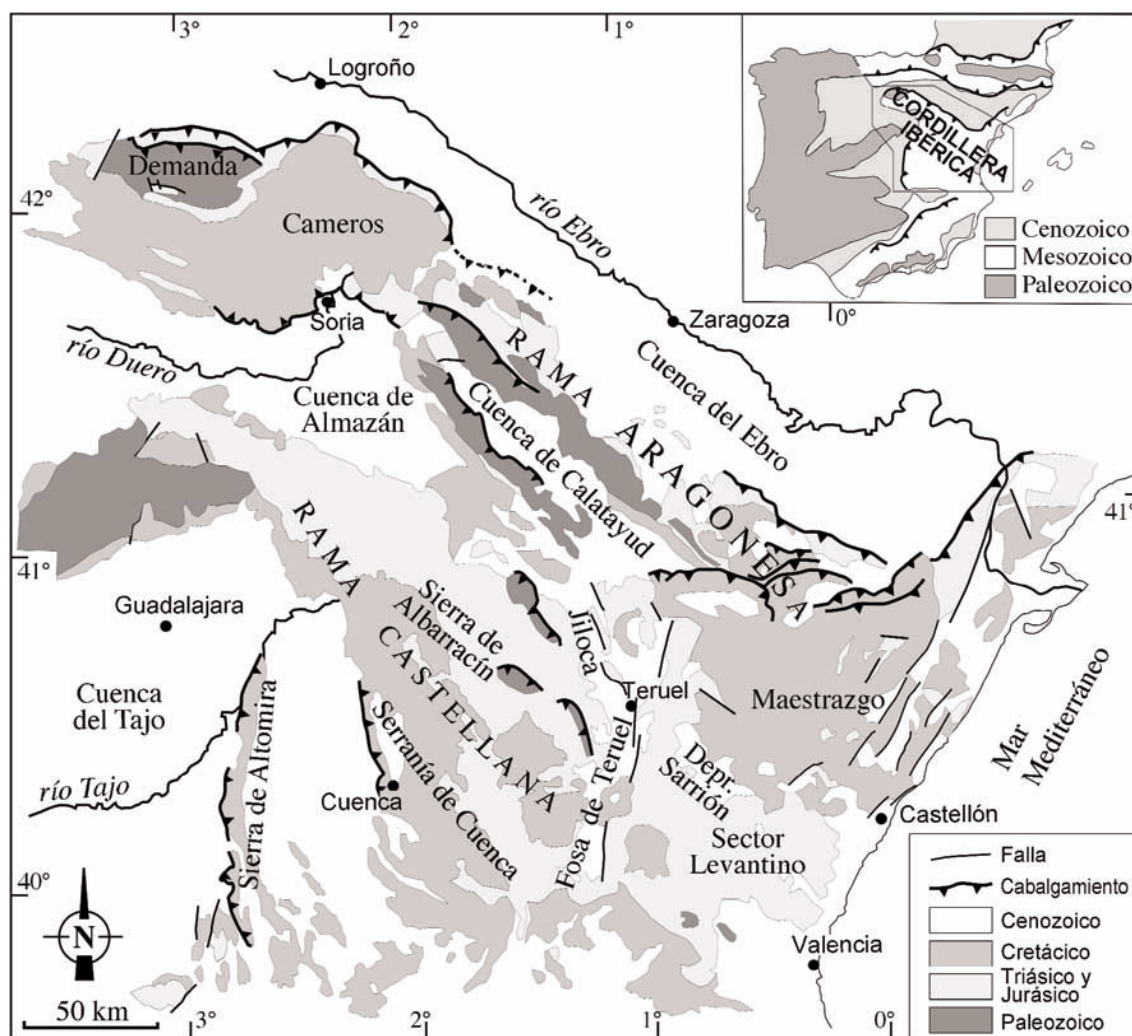


Figura 2.2.- Grandes unidades morfo-estructurales de la Cordillera Ibérica. (Simón, 2007).

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca desarrollada durante el Cenozoico como resultado de los movimientos de convergencia entre la Placa Africana y Euroasiática (Canerot, 1974; Álvaro *et al.*, 1979; Capote *et al.*, 2002; de Vicente *et al.*, 2004; Guimerà, 2004). El relieve generado inicialmente durante la orogenia alpina se conserva en su mitad noroccidental en forma de macizos elevados asociados a grandes pliegues y cabalgamientos (Cameros, Moncayo, Sierra de Albaracín), si bien las estructuras compresivas fueron casi arrasadas en muchas áreas dando extensas superficies de

aplanamiento neógenas. En el sector centro-oriental el relieve fue modificado por la tectónica extensional del Mioceno – Cuaternario que originó el Surco de Valencia y las depresiones de Teruel, Jiloca, Sarrión y Maestrazgo (Álvaro *et al.*, 1979; Simón, 1984; Vegas y de Vicente, 2004). La apertura del Surco de Valencia representa la propagación hacia el O de la Cuenca Liguro-Provenzal en la que se inició un proceso de rifting (Fig. 2.3). Éste, durante el Oligoceno y Mioceno fue propagándose de N a S (Vegas *et al.*, 1979), de forma que, la Cadena Ibérica fue afectada por él después que otras regiones más septentrionales del orógeno alpino, como el Languedoc (Oligoceno medio-superior; Mattauer, 1973) o la Cadena Costera Catalana (Mioceno inferior; Cabrera, 1981), (Fig. 2.2). Las estructuras extensivas asociadas a este proceso de rifting, iniciado en el Oligoceno superior-Mioceno inferior (Stoeckinger, 1976; Soler *et al.*, 1983; Moissenet, 1989; Bartrina *et al.*, 1992), se conservan en su margen occidental y se corresponden con la continuación de las estructuras extensionales superpuestas a la compresión paleógena en el extremo oriental de los Pirineos, en la Cadena Costera Catalana, y en el extremo SE de la Cordillera Ibérica, en el Óvalo de Valencia (Vegas *et al.*, 1979). Estas estructuras corresponden a estrechos *grabens* longitudinales de dirección NE-SO y a fosas transversales, subordinadas, de dirección NNO-SSE (Medialdea *et al.*, 1994).

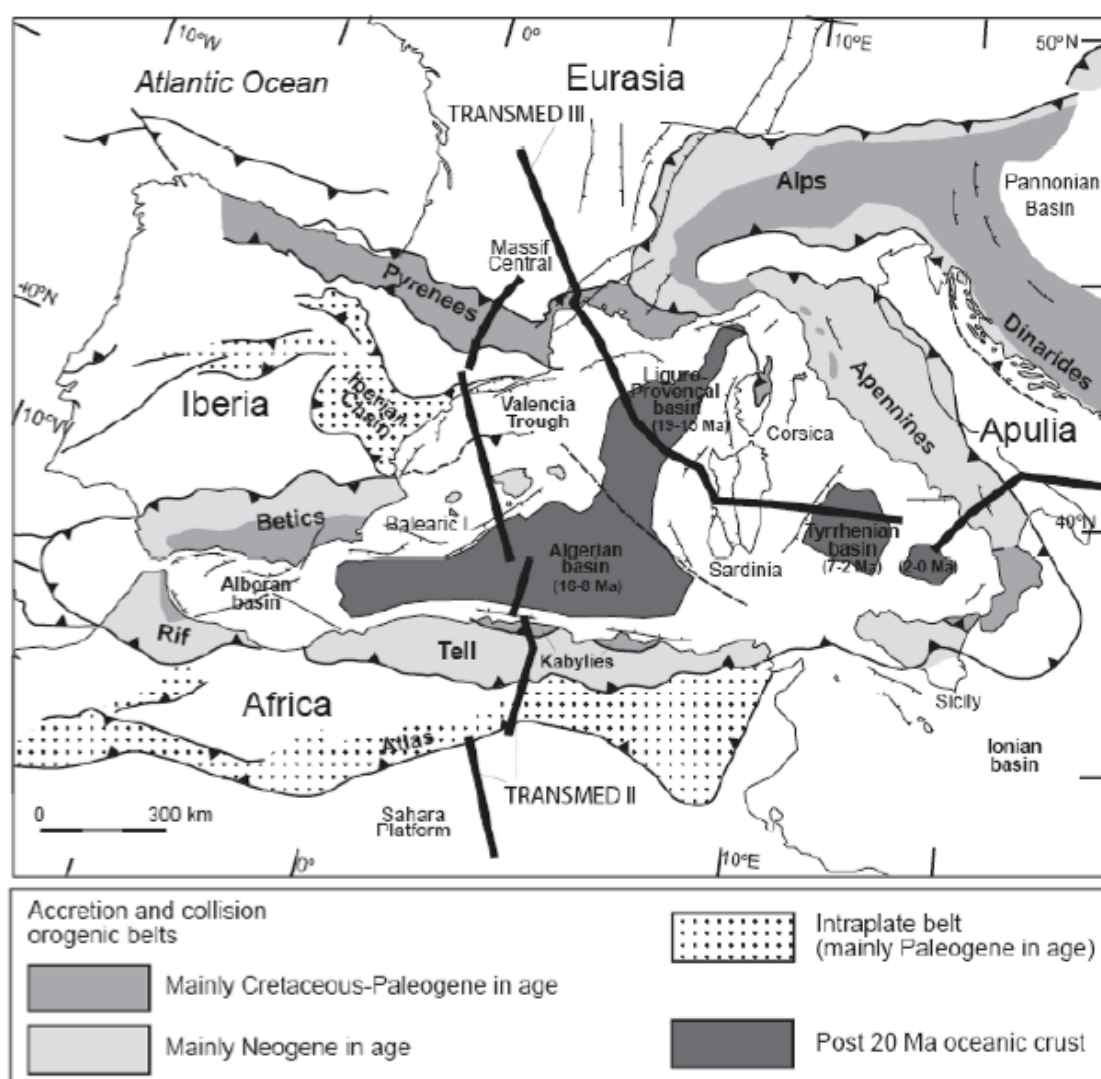


Figura 2.3.- Mapa estructural simplificado del mediterráneo occidental (Carminati *et al.*, 2004).

Los datos geológicos y el análisis de subsidencia permiten deducir dos estadios evolutivos: un estado *sinrift*, durante el Oligoceno superior y Burdigaliense, y un estado *postrift*, desde entonces hasta la actualidad (Díaz del Río *et al.*, 1986), con baja actividad tectónica.

La actividad extensional desde el Mioceno Superior hasta el Pleistoceno del golfo de Valencia (Roca, 2001) va acompañada por la extrusión de rocas de la fusión parcial del manto en el NE de la Península (Girona), en las Islas Columbretes y en la zona de Calatrava (Wilson y Bianchini, 1999; Cloetingh *et al.*, 2005). Esta extensión se produjo a favor de un sistema de fallas de despegue entre los 13 y los 15 km de profundidad, que coincide con la profundidad del Moho en la zona central del golfo de Valencia. El análisis geométrico realizado por Roca y Guimerà (1992) muestra que muchas de las fallas normales son lítricas.

Los materiales neógenos aparecen asociados a la generación de estos sistemas de *graben*, por lo que constituyen la base del relleno de las diversas fosas costeras (Fig. 2.4). En la cubeta de Alcora – Ribesalbes se encuentra el mayor afloramiento de sedimentos neógenos, de edad miocena. Según Anadón *et al.* (1983), se pueden distinguir tres conjuntos o unidades principales en los depósitos terciarios. El primero está formado por brechas, sobre las que se disponen calizas y margas con niveles bituminosos y finalmente tramos de lutitas con intercalaciones de calizas y areniscas. La unidad intermedia está constituida por conglomerados con intercalaciones de lutitas y areniscas rojas. Y el tercer conjunto, el de menor extensión, está compuesto por calizas de aspecto travertínico, con intercalaciones de margas blancas o amarillentas.

Centrándonos en los alrededores del área de estudio, los relieves circundantes a las llanuras costeras de Castellón y Sagunto están compuestos por depósitos paleozoicos y mesozoicos (Figs. 2.4 y 2.5). Los depósitos paleozoicos afloran en la Sierra de Espadán y en el Desierto de Las Palmas, y están formados por sedimentos detríticos de edad Carbonífero, descritos como facies Culm (Sos, 1985; Barnolas *et al.*, 1983). Los materiales mesozoicos conforman los bordes y el sustrato del relleno detrítico de ambas llanuras (Fig. 2.4 y 2.5). Se pueden dividir en cuatro secuencias de depósito (Álvaro *et al.*, 1979; Salas *et al.*, 2001): *Rift* Triásico, *Postrift* Jurásico Inferior y Medio, *Rift* Jurásico Superior y Cretácico inferior, y *Postrift* Cretácico Superior.

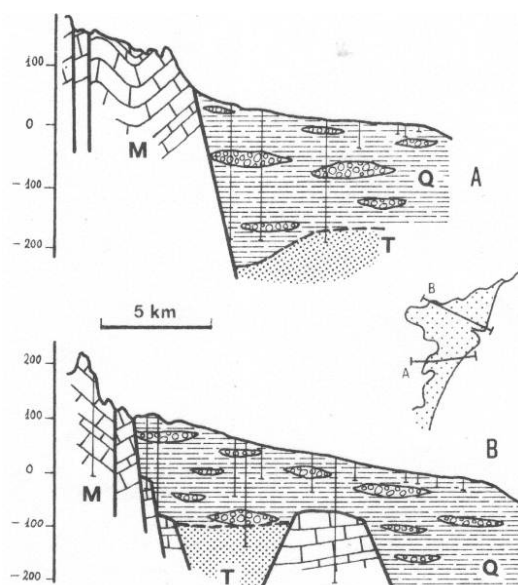


Figura 2.4.- Cortes esquemáticos de la Plana de Castellón (Simón, 1984). M: Depósitos mesozoicos. T: Depósitos cenozoicos. Q: Depósitos cuaternarios.

Los sedimentos triásicos constituyen la mayor parte de la Sierras de Espadán y Calderona, y se presentan en tres facies: Bundsandstein, Muschelkalk y Keuper. El Jurásico yace discordante sobre los depósitos triásicos y está formado por sedimentos carbonatados. En el Desierto de las Palmas aparecen los depósitos del Cretácico Inferior, que se caracterizan por niveles calcáreos del Aptiense, correspondientes a las facies Urganianas. En los alrededores del área de estudio no se han descrito afloramientos de la secuencia cretácica más moderna (Cretácico Superior).

Las depresiones que conforman las Planas de Castellón y Sagunto están constituidas por depósitos neógenos y cuaternarios (fig. 2.4). Mientras que los materiales neógenos no afloran en superficie, los depósitos plio-cuaternarios continentales componen un glacis de acumulación de baja pendiente (Goy, 1978). La naturaleza principal de los sedimentos plio-cuaternarios es detrítica, incluyendo conglomerados, arenas y lutitas heredadas de los relieves precuaternarios existentes. La excepción la constituyen los depósitos organógenos, litológicamente representados por limos negros, limos grises, arcillas turbosas y turbas *sensu stricto*.

Goy (1978) y recogido en la Cartografía Geológica Continua a escala 1:50.000 del IGME (GEODE, 2011), dividen el relleno Pleistoceno de las cubetas en cuatro grandes unidades: mantos aluviales encostrados de edad Pleistoceno inferior, depósitos encostrados de piedemonte que bordean los relieves mesozoicos de edad Pleistoceno medio y, finalmente, los abanicos deltaicos y los mantos de arroyada del Pleistoceno superior (Fig. 2.5).

Los mantos aluviales encostrados están formados por un conglomerado de cantos redondeados de caliza y arenisca con matriz arcillosa y cemento calcáreo. Descienden en suave pendiente desde la cota de 100 m hasta la de 30-20 m y constituyen la base del Cuaternario visible de ambas planas. Son reconocibles en las paredes de los cañones fluviales más importantes. Su génesis se atribuye a precipitaciones fuertes sobre amplias superficies sin relación con la red de drenaje. La cementación que presentan, formando costras, es el resultado del ascenso de agua capilar cargada en bicarbonato cálcico.

Los depósitos de pie de monte orlan los relieves preexistentes y están constituidos por una brecha heterométrica y polimíctica, con cantos de tamaño variable entre 5 y 15 cm, englobados en una matriz arcillosa o arenosa rojiza y con cemento calcáreo.

Existen 3 abanicos aluviales de tipo deltaico que coinciden con las desembocaduras de los ríos Seco, Mijares y Palancia. Están compuestos básicamente de un conglomerado de cantos redondeados de calizas y areniscas con una potencia de hasta 150 m en el caso del río Mijares según Roselló (1963). Se definieron como deltas parcialmente sumergidos, de forma que, en superficie solo se reconoce la llanura deltaica con una fuerte influencia fluvial.

Los mantos de arroyada están compuestos por arcillas rojas, con cantos procedentes de los mantos aluviales y de costras zonales. Estas costras aparecen a veces como láminas discontinuas, formando la base del depósito, y otras intercaladas en el mismo. Su génesis se atribuye a la acción de episodios cortos, pero intensos, de precipitación sobre una superficie sin una red de drenaje definida.

Sobre estos depósitos pleistocenos, en las zonas más distales, se asientan los depósitos de albufera (Goy, 1978) o depósitos turbosos (Perez Cueva, 1977, 1985 y López-Buendía, 1995) separados del mar por los cordones litorales. Según Roselló (1963) estos humedales del litoral valenciano se formaron después de la transgresión Flandriense, fecha posteriormente confirmada a partir de las dataciones isotópicas de López-Buendía (1995) y López-Buendía *et al.* (1995, 1999) y

Usera *et al.*, (2002) realizadas en la base de los depósitos organógenos de los humedales de Benicasim y Moncofa.

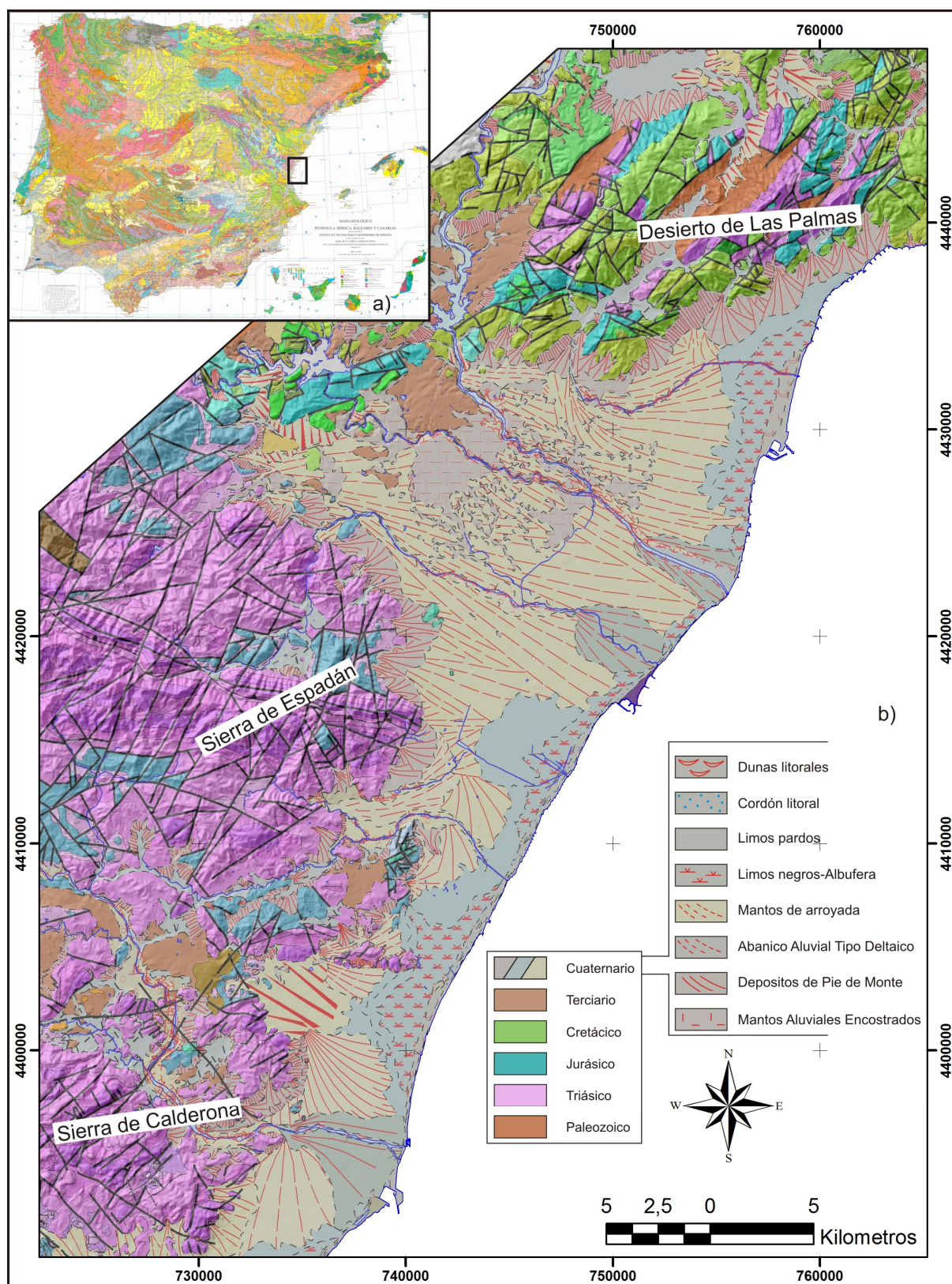


Figura 2.5.- a) Reducción del Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias escala 1:1.000.000 (IGME, 1994). b) Mapa geológico del entorno del área de estudio (modificado de GEODE, 2011).

2.2.2. Geomorfología

Las Planas de Castellón y Sagunto se encuentran rodeadas, en su parte continental, por los relieves abruptos que configuran las Sierras de Espadan, Calderona y Desierto de Las Palmas (Fig. 2.5. y 2.6). Las alineaciones montañosas de las dos primeras presentan la orientación de la Cordillera Ibérica, NO-SE, mientras que las del Desierto de las Palmas, muestran una orientación preferente coincidente con la Cordillera Costero Catalana, NNE-SSO (Fig. 2.6).

Las tres sierras se encuentran separadas por los dos amplios valles fluviales de los ríos Mijares y Palancia, que presentan también una orientación ibérica. En la salida de los estos valles fluviales se sitúan ambas llanuras costeras, formadas fundamentalmente por dos grandes abanicos aluviales que llegan hasta el mar (Fig. 2.6). La morfología de los abanicos en superficie es triangular mientras que en sección transversal es ligeramente convexa y en sección longitudinal cóncava. Así, las zonas centrales presentan las mayores cotas mientras que las mayores pendientes se encuentran en las zonas próximas a los relieves mesozoicos, suavizándose hasta llegar a horizontalizarse en las partes más próximas al mar. Dichas superficies, que constituyen el techo de estos abanicos, se encuentran erosionadas por la incisión de los dos ríos más importantes (Fig. 2.6). En la actualidad, la parte alta de ambos abanicos constituyen glaciares de erosión, cuyos detritos se depositan en las zonas bajas, más llanas.



Figura 2.6.- Diagrama orográfico de la zona de estudio (exageración vertical 5x).

Aunque el cuerpo principal de ambas planas son los dos grandes abanicos, se pueden reconocer dos grandes unidades más. En la parte más próxima a los relieves mesozoicos aparecen pequeños pedimentos estrechos, constituidos por depósitos aluviales que corresponden a la transición entre los grandes abanicos y las sierras. La otra gran unidad la integran los marjales, que se ubican entre el mar y los abanicos, zonas llanas con cotas de 0 m sobre el nivel del mar e incluso inferior que se encuentran inundados de forma permanente o estacional (Fig. 2.5). Los marjales están separados del mar por estrechos cordones litorales que, en su parte oriental, conforman playas de longitudes kilométricas pero muy estrechas pues normalmente no superan el centenar de metros. Su

granulometría es gruesa: gravas o arenas gruesas y, solamente en las zonas protegidas por los diques antrópicos se han podido formar playas de arena fina y pequeñas dunas de origen eólico.

2.3. HIDROGEOLOGÍA

Los humedales costeros, objeto de nuestro estudio, se abastecen por la aportación directa de agua freática del acuífero detrítico Plio-Pleistoceno, incluido, según la Confederación Hidrográfica del Júcar (1997), dentro de las Unidades hidrogeológicas 08.12 Plana de Castellón y 08.21 Plana de Sagunto o, según la antigua denominación los subsistemas, 56.01 de la Plana de Castellón y 56.02 de la Plana de Sagunto dentro del Sistema 56 Sierra del Espadán-Plana de Castellón-Plana de Sagunto.

En ambas unidades hidrogeológicas pueden diferenciarse dos acuíferos: el superior, detrítico, constituido por arenas, gravas y arcillas de edad Plio-Pleistoceno; y el inferior, predominantemente carbonatado, constituido por las dolomías del Muschelkalk, y depósitos del Jurásico y Triásico (Fig. 2.7). Ambos acuíferos están separados por una formación de arcillas y margas poco permeables, aunque se ha comprobado que existe cierta conexión entre ambos (ITGE, 1989a).

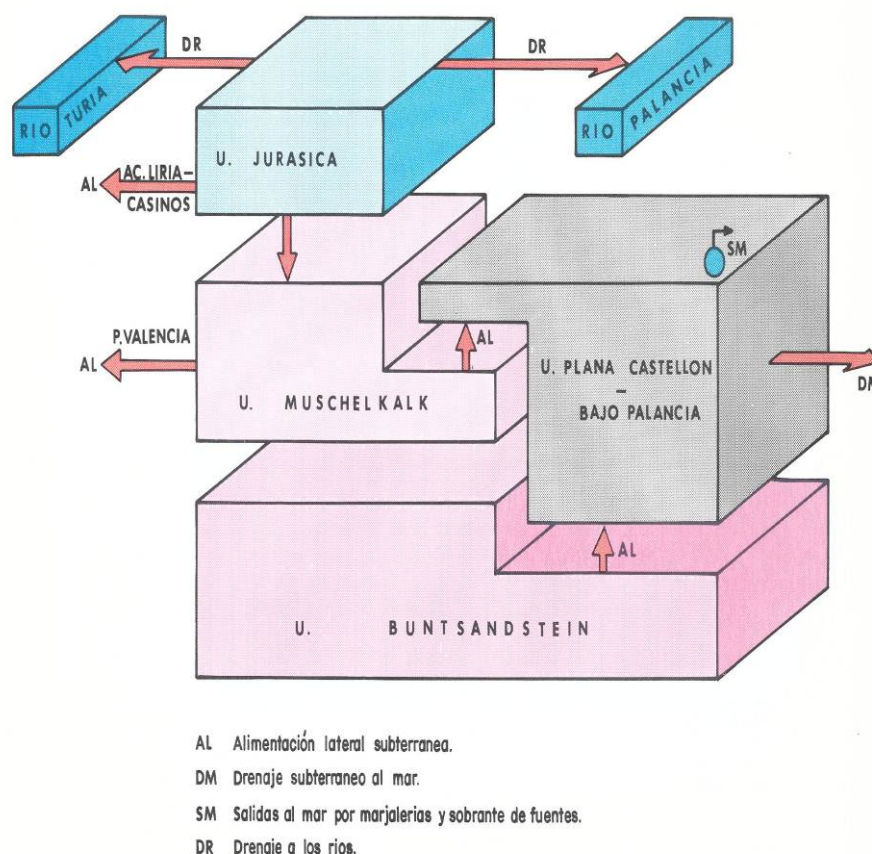


Figura 2.7.- Esquema de relaciones entre los acuíferos de la Unidad Hidrogeológica de la Plana de Sagunto. Los colores indican cada uno de los acuíferos de los que está compuesta la unidad (ITGE, 1981, 1989a).

La base del acuífero Plio-Cuaternario se sitúa entre 0 y -100 m.s.n.m. en la Plana de Sagunto y entre 50 y -150 m.s.n.m. en la Plana de Castellón (Fig. 2.8). Los límites hidrogeológicos del sistema están definidos por las alineaciones triásicas en su parte septentrional y oriental, mientras por la meridional el límite es abierto y en ocasiones arbitrario, contactando a través del mismo con los materiales miocenos del campo de Liria y Mio-Cuaternario de la Plana de Valencia. Por último, el

límite oriental es abierto y está constituido por el Mar Mediterráneo, con el que existe libre conexión (IGTE, 1989b).

El funcionamiento hidrogeológico es asimilable al de un acuífero tipo multicapa, de potencial creciente en profundidad. La transmisividad puede alcanzar valores superiores a 7.000 m²/día en la Plana de Sagunto y de 6.000 m²/día en la Plana de Castellón, aunque lo normal es superar estos valores. Los coeficientes de almacenamiento están comprendidos entre el 10 y 12%, y 5 y 10 %, respectivamente.

Los niveles piezométricos decrecen progresivamente de O a E (Fig. 2.9). En el área costera las cotas piezométricas están en torno a 0 m.s.n.m. mientras que en los sectores interiores y cursos altos de los ríos, los valores son significativamente más elevados, alcanzándose hasta 60 m.s.n.m. También hay áreas donde los niveles se encuentran por debajo del nivel del mar, normalmente cerca de la costa (Fig. 2.9), circunstancia ésta que se ha atribuido a las fuertes extracciones que sufre el acuífero en las zonas de Benicasim, Sagunto, Nules y Moncofà (Giménez y Morell, 1988; ITGE, 1989a, 1993; Giménez, 1994; Tuñón, 2000). El sentido general de circulación del agua subterránea en la Plana es del interior hacia la costa, con bajo gradiente (Fig. 2.9a), salvo en las zonas sometidas a fuertes extracciones donde se produce inversión de flujo y este se dirige hacia los puntos de extracción (Figs. 2.9b y 2.9c).

La evolución piezométrica está directamente relacionada con las extracciones y las series pluviométricas. Es de destacar que la evolución piezométrica, en el periodo 1976-1979 y 1989-1992, es correlacionable con las secuencias pluviométricas, al igual que los ascensos registrados entre 1981-1982 son atribuidos a las fuertes precipitaciones primaverales.

En el análisis anual de las isopiezas realizado por el IGTE (1989a), desde 1973 hasta 1988, se observa que existe una recuperación anual desde septiembre hasta abril coincidiendo con la detención de los bombeos, no obstante, el nivel no alcanza a recuperar su posición original debido a la disminución en la alimentación provocado por el déficit de lluvia.

El balance hídrico de los acuíferos de la llanura costera está determinado por la alimentación lateral de los acuíferos calizos de los bordes Oeste y Norte, la infiltración por retorno de riego, la infiltración directa de lluvia, la recarga procedente de los ríos y las entradas del mar. Las salidas son función de la descarga por fuentes, por las surgencias del borde Este, explotación por bombeo de pozos, descarga subterránea al mar y drenaje de las marjalerías (Figs. 2.10 y 2.11), (ITGE, 1989a). Según los datos recogidos por el IGTE (1989a), para el periodo 1948-1983 existe un equilibrio entre el volumen de salidas y entradas (Tabla 2.2). El modelo muestra que, bajo condiciones naturales, existe un equilibrio entre la altura de los niveles piezométricos del acuífero y del mar, solo modificado por la extracción a través de los bombeos.

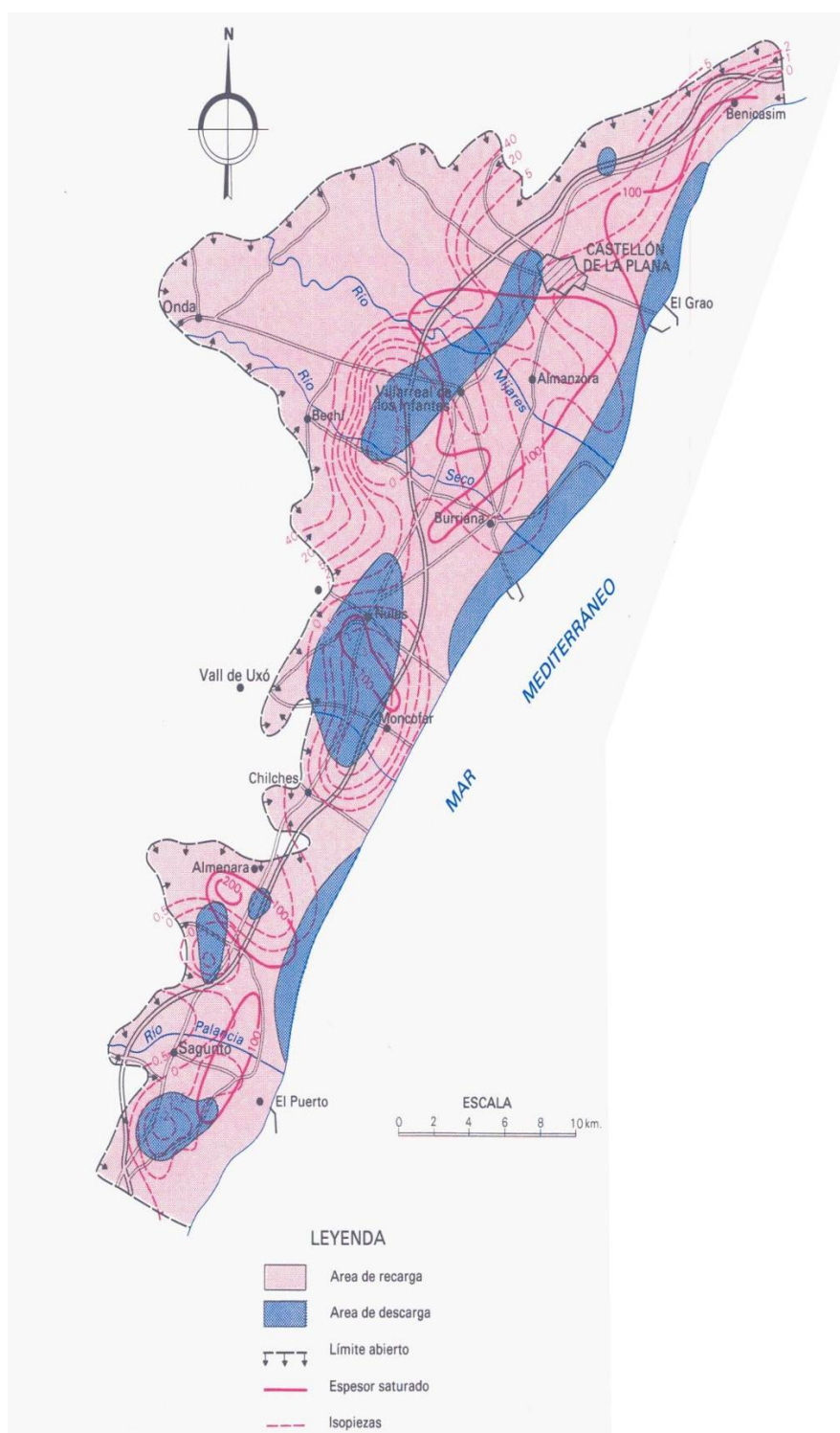


Figura 2.8.- Esquemas de estructuración y funcionamiento de la unidad hidrogeológica que constituye las Planas de Castellón y Sagunto con datos de piezometría de Julio de 1981 (IGTE, 1993).

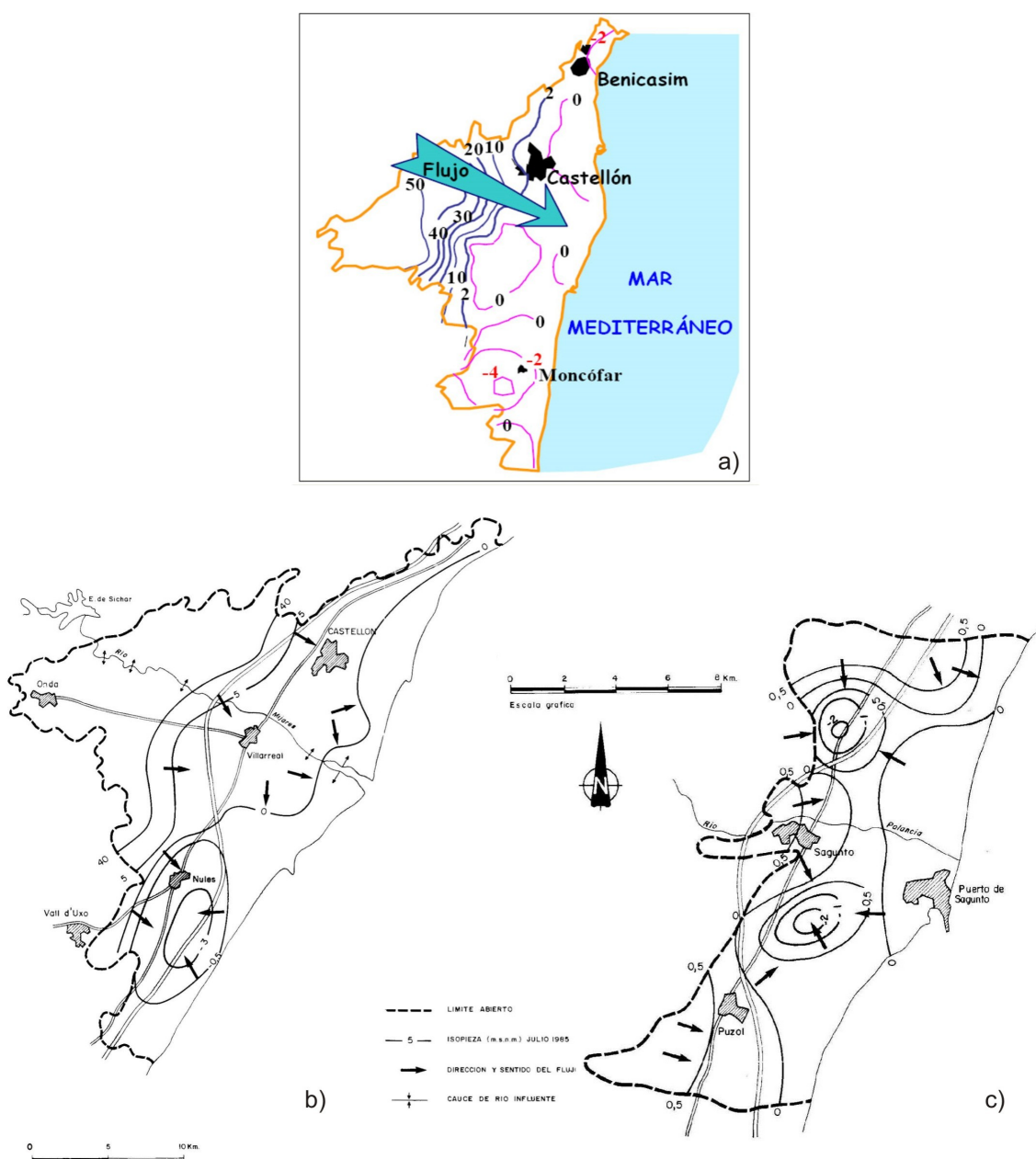


Figura 2.9.- a) Mapa piezométrico correspondiente a periodos secos en el sistema de la Plana de Castellón utilizando datos de 1978 (Tuñón, 2000, modificado de Giménez, 1994); b) Mapas de isopiezas para Julio de 1985 e indicación de las líneas de flujo en los acuíferos de la Planas de Castellón (ITGE, 1989b, 1996); c) Mapas de isopiezas para Julio de 1985 con indicación de las líneas de flujo en los acuíferos de las Plana de Sagunto (ITGE, 1989b, 1996).

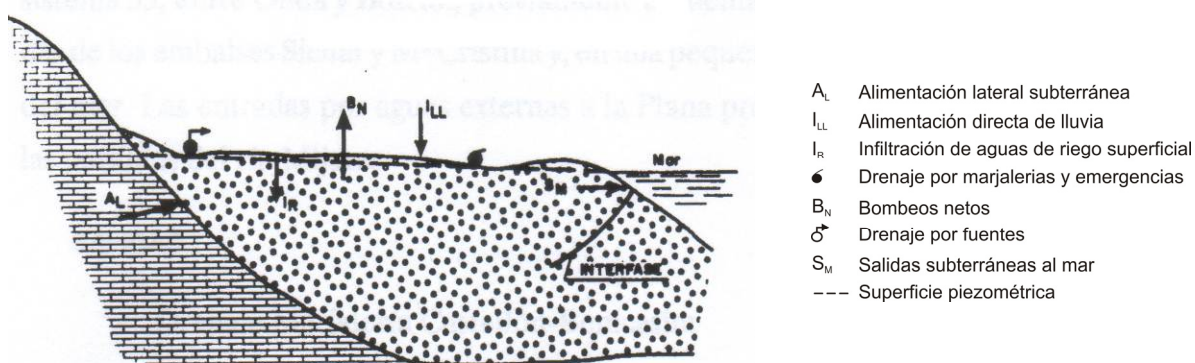


Figura 2.10.- Esquema del balance hidrico del acuífero Plio-Pleistoceno de la Planas de Sagunto y Castellón (ITGE, 1989a)

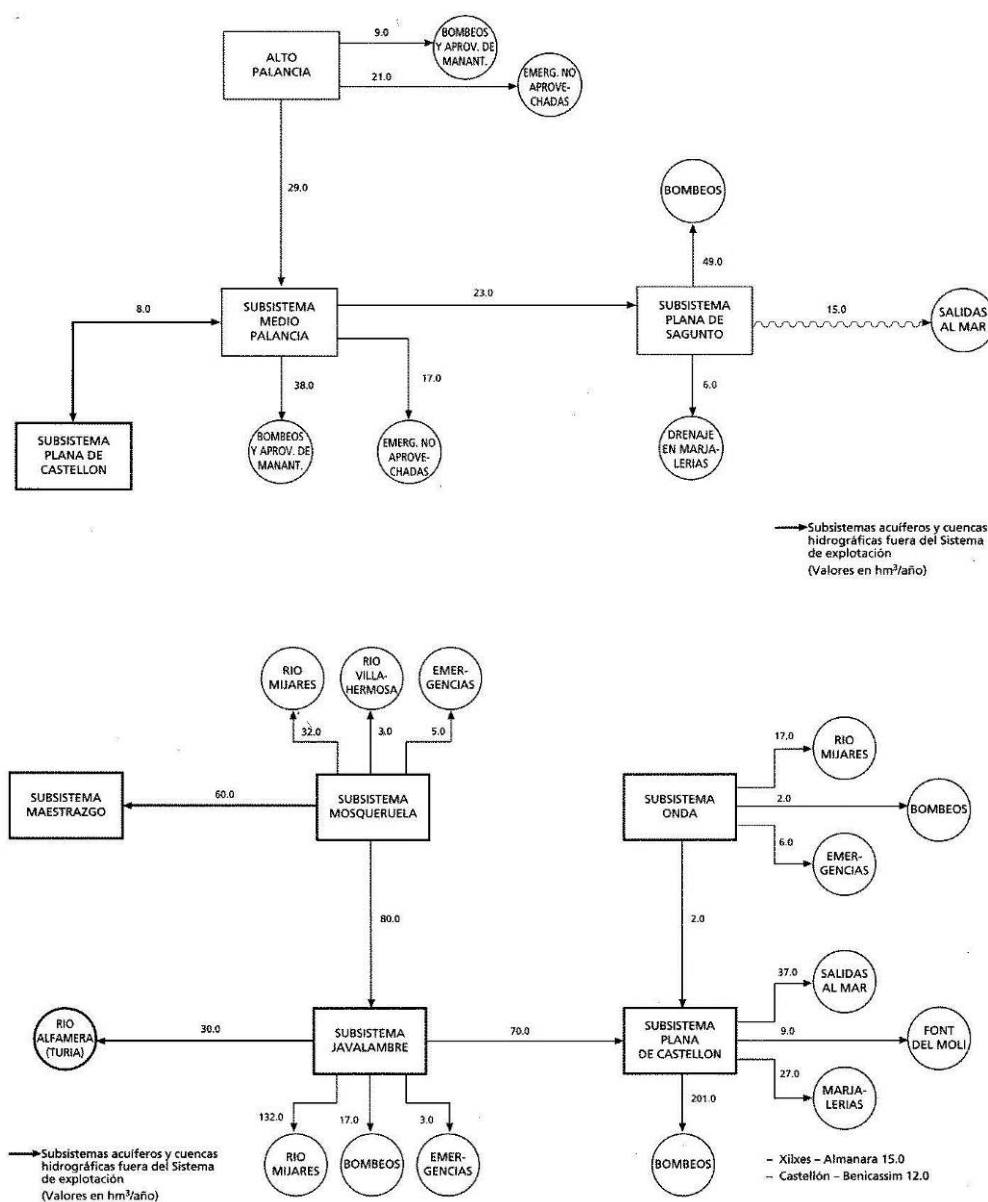


Figura 2.11.- Esquemas de los aportes recibidos de otros acuíferos y de las descargas de los sistemas Planas de Sagunto y Castellón. Las flechas indican la dirección del flujo hacia subsistemas acuíferos y cuencas hidrográficas (ITGE, 1996).

Entradas	Hm ³ /Año P. Castellón	Hm ³ /Año P. Sagunto	Salidas	Hm ³ /Año P. Castellón	Hm ³ /Año P. Sagunto
Infiltración agua de lluvia	50	13,6	Bombeos	201	82,6
Retorno agua riego (agua superficial)	40	16	Manantiales	9	
Retorno agua riego (agua subterránea)	60	27,5	Salidas al mar	39	15
Infiltración ríos (Mijares o Palancia)	36	25,5	Drenaje marjalerías	27	6,4
Alimentación lateral (otros acuíferos)	90	21,5			
Total	276	104		276	104

Tabla 2.2.- Balance hídrico medio para el periodo 1948 - 1983 (ITGE, 1989a, 1989b).

Los estudios del acuífero de la llanura de Castellón han mostrado que las aguas subterráneas son el resultado de tres diferentes componentes: aguas de la intrusión marina, agua dulce de lluvia por infiltración y agua con características bicarbonatadas – sulfatadas o cálcico-magnésicas procedentes de los acuíferos mesozoicos (ITGE, 1989a, 1989b; Morell *et al.*, 1996; Tuñón, 2000; Gómez, 2003). En las zonas interiores hay un predominio de la componente sulfatada cálcica, o cálcico-magnésica, que hacia el litoral evoluciona a facies clorurada sódica o cálcico-sódica, como consecuencia de la progresiva influencia del agua de mar en el acuífero (Gómez, 2003). El contenido en sólido disuelto aumenta también de Oeste a Este, desde 50 hasta 5.000 mg/l; y en las márgenes de los ríos Mijares y Palancia disminuyen los sólidos disueltos debido a la recarga de estos ríos al acuífero.

La intrusión marina, según los mapas de isocloruros, se concentra más en las zonas occidentales de los marjales de Almenara y Benicasim, (Figs. 2.12. y 2.13), (Casas *et al.*, 1988; Miguez y Gómez, 1988; ITGE, 1989a; Fullana, 2001; TEYGE-IGME 2005). Esta salinización localizada es consecuencia de una disminución en la alimentación natural que, unida al incremento de las extracciones en periodos de sequía, favorece el avance del agua marina hacia el interior del acuífero, reduciéndose las reservas de agua dulce.

Tuñón (2000) estudió la composición química del acuífero cuaternario de la Plana de Castellón y el origen de su hidroquímica, deduciendo que además de los iones cloruros, los cationes de Na y K se asocian a las intrusiones marinas (Fig. 2.14.), mientras que los sulfatos pueden tener un mayor control estructural. El origen del Ca²⁺ puede estar ligado tanto a las aguas sulfatadas como a la intrusión marina, y otros como el catión del Mg²⁺ puede tener diversos orígenes. Giménez y Morell (1992) y López-Buendía *et al.* (1999) señalaron la posibilidad de utilizar, en ambos acuíferos, los iones Br y B como indicadores de la intrusión marina. Por su parte, Gómez (2003) también reconoce que existe un incremento de la relación rMg^{2+}/rCa^{2+} , para el acuífero de la Plana de Sagunto, en las zonas con mayor influencia del agua marina.

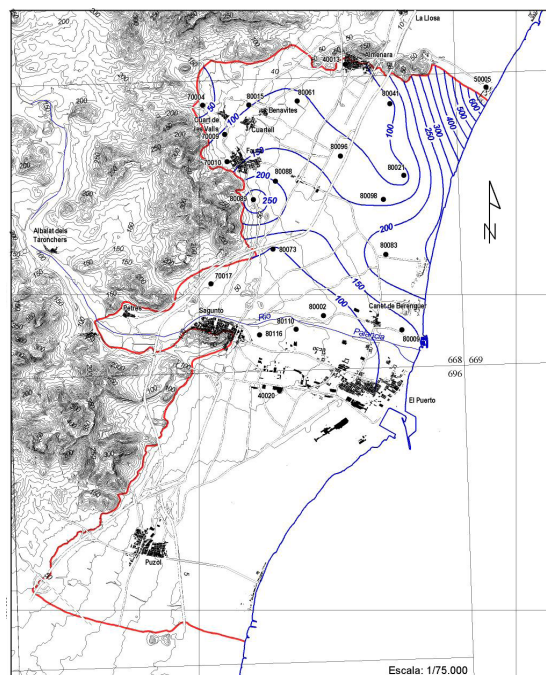


Figura 2.13.- Mapa de isocloruros del acuífero de la Plana de Sagunto, mg/l, datos de junio de 1972 (TEYGE-IGME, 2005).

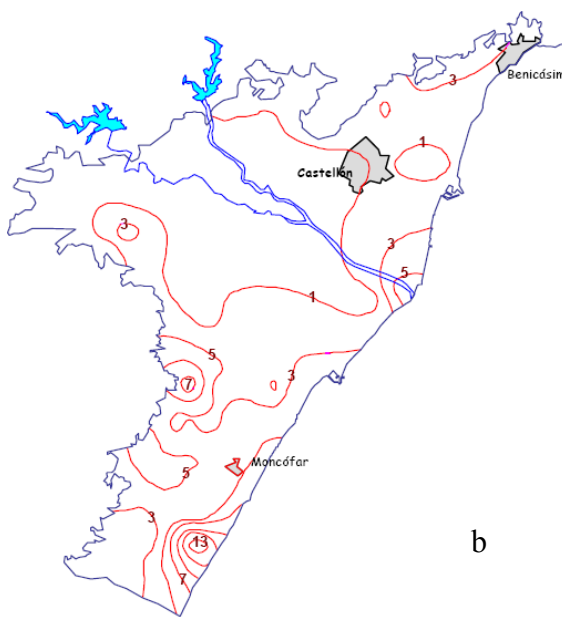


Figura 2.14.- Mapas de contenidos de Na (a) y K (b), en mg/l (Tuñón, 2000). Los mayores valores se dan en las mismas localidades en las que aumentan los isocloruros, donde son mayores las extracciones por bombeos.

2.4. HIDROLOGÍA Y HUMEDALES COSTEROS

2.4.1. Hidrología

La red fluvial en el área de estudio está constituida por dos ríos principales, Mijares y Palancia, y los menores Belcaire, Veo, Seco y Rambla de la Viuda, que atraviesan las llanuras costeras de NO a SE (Fig. 2.1 y 2.15). Se caracterizan por tener un régimen hídrico estacional, de forma que, durante la mayor parte del año, el caudal es mínimo, o no existe, y durante el otoño o en periodos de grandes tormentas el caudal crece pudiendo llegar incluso a desbordarse.

El Río Mijares, con una longitud de 156 km y una superficie de cuenca de 4.028 Km², es, con diferencia, el más extenso y el que lleva más caudal de todos estos ríos. Entra en la zona de la Plana de Castellón por su parte nor-occidental y recibe las aportaciones por su margen izquierda de la Rambla de la Viuda. Su régimen hídrico en la zona está totalmente modificado y su caudal es muy variable en función de las demandas y los retornos de las acequias. Alrededor de los regadíos tradicionales, regados con el caudal del río, se ha desarrollado una amplia zona de riegos con aguas subterráneas cuyas extracciones han provocado que el río quede descolgado del acuífero, de modo que pierde gran parte de su caudal para alimentarlo.

En el caso de Rambla de la Viuda el nivel freático general queda más bajo que su cauce, por lo que se produce una fuerte infiltración que deja el cauce seco, salvo durante los grandes temporales del otoño.

El río Veo, situado al sur del río Mijares también se conoce como río Seco, debido probablemente a que, en función de su régimen pluvio - mediterráneo, se mantiene seco gran parte del año. Su cuenca abarca 238,7 Km² y su longitud es de 42 km.

El río Belcaire tiene una longitud de tan solo 18,2 km y drena una cuenca de unos 103 km².

El río Palancia tiene una longitud de 85 km y su cuenca hidrográfica abarca una superficie de 1.159 km². Nace en las estribaciones de la sierra de Toro a 1.618 metros de altitud y desemboca cerca de la población de Sagunto. La Plana de Sagunto constituye un regadío de 5.010 ha que toma el agua del río y de la unidad hidrogeológica Plana de Sagunto. Esta derivación de caudales y las características endorreicas de la cuenca hacen que el cauce quede prácticamente seco, lo que origina una sobreexplotación en los acuíferos en la cuenca baja del río.

La morfología de la red hidrográfica es esencialmente dendriforme, identificándose una densa red de pequeños cauces y arroyos en los relieves mesozoicos que, según alcanzan las llanuras costeras, tienden encauzarse en los ríos principales, los cuales adquieren a lo largo de las Planas una morfología preferentemente rectilínea (Fig. 2.1). Únicamente, los ríos Belcaire y Seco presentan cambios bruscos de dirección.

Los perfiles transversales que presentan los valles fluviales de las sierras tienen forma de “v”, en cambio, los perfiles de los valles una vez que alcanzan las llanuras costeras muestran forma de “u”, con un notable encajamiento en las zonas más próximas a los relieves mesozoicos, así, por ejemplo, el río Mijares presenta un encajamiento de más 50 m cerca de su entrada en la Plana de Castellón y menos de 6 m al pasar junto a Almazora.

2.4.2. Marjales

Parte de este trabajo se centra en el estudio de los humedales costeros de Almenara, Nules-Burriana y Benicasim-Castellón (Fig. 2.1), por ello haremos una breve introducción del estado actual en que se encuentran.



Figura 2.15.- Áreas de protección de la zona costera entre Sagunto y Benicasim.

En cuanto a las medidas de protección y conservación de estos parajes, los dos primeros, Almenara y Nules-Burriana, son áreas protegidas por su alto valor ecológico y paisajístico, puesto que, al igual que el marjal del Moro, al Sur del Grau de Sagunto, fuera ya del área de estudio, son zonas donde nidifican aves especialmente amenazadas y existen numerosas especies vegetales protegidas. También otros ambientes litorales en la zona se encuentran protegidos por estas mismas razones, como la Desembocadura del Millars, la costa de Oropesa-Benicasim y Clot de la Mare Déu (Fig. 2.15). Únicamente, el marjal localizado entre Benicasim y Castellón no tiene ninguna figura de protección, puesto que las zonas inundadas se encuentran en puntos muy localizados y son de poca extensión;

además han sufrido un fuerte impacto urbanístico, de forma que han perdido su valor ecológico y paisajístico.

Todos los marjales se ubican en las zonas más orientales de las llanuras costeras, protegidos de la acción del oleaje del mar por un estrecho cordón litoral, el cual hoy en día es artificial en casi toda su extensión (HIDTMA, 2010). En algunos puntos pueden reconocerse dunas bajas, que no superan el metro de altura, y retazos aislados del antiguo cordón.

En la actualidad, la extensión de los humedales es muy reducida debido a los constantes intentos de desecación que han sufrido; los ejemplos más claros se observan en los marjales de Almenara y Benicasim-Castellón. Estos procesos de desecación se iniciaron en época romana con la canalización y relleno de los marjales. Posteriormente, se retomó durante la época medieval con el objetivo de eliminar áreas con frecuentes enfermedades, sobre todo el paludismo transmitido por los mosquitos. Hoy en día, la mayoría de los marjales se encuentran controlados por la actividad agrícola, y son inundados y desecados según el tipo de cultivo, aunque todavía quedan zonas inundadas como los estanys de Almenara y Nules.

El funcionamiento hidráulico actual de los marjales está regido por una alimentación de agua dulce a través de agua subterránea y retornos de riegos, y una descarga a través de la regulación directa con el mar, tanto subterránea como por golas y canales. La calidad del agua de los humedales está afectada por la intrusión marina del acuífero por lo que muestra una gradación, empeorando de Oeste a Este, aunque en las partes más occidentales se le da uso agrícola. Se han medido los valores de pH de tres turbas, una en cada humedal, y los resultados (Tabla 2.3) muestran valores relativamente altos para suelos orgánicos, confirmando la elevada presencia de carbonato cálcico procedente de las aguas subterráneas.

Humedal	pH
Almenara	7,20
Nules	7,28
Benicasim	6,78

Tabla. 2.3.- Valores de pH medidos en tres humedales.

El marjal de Almenara (Fig. 2.16) es el único que mantiene una lámina de agua libre lo suficientemente extensa como para realizar estudios ecológicos sobre su flora (Fullana, 2001). Así, el marjal muestra una zonación de la vegetación hidrófila y halófila en función de los niveles de agua (Fullana, 2001), en las zonas inundadas constantemente se desarrollan las plantas flotantes, como lentejas de agua (*Lemnetea*) y plantas arraigadas al fondo (limnofitos) de la clase *Potametea* y Caráceas que prosperan en aguas transparentes. En los límites entre las zonas palustre y lacustre, la asociación más común es *Typho - Scirpetum tabernaemontani* (*Phragmites australis*, *Scirpus lacustris* y *Typha latifolia* y *T. angustifolia*).

Cuando la pendiente del fondo es más suave, o cuando las aguas son muy someras, y el encharcamiento no es permanente se desarrolla la asociación *Typha angustifoliae - Phragmitetum maximi* (*Phragmites maximus*, *Typha angustifolia*, *Epilobium hirsutum*, *Lycopus europaeus* y *Kosteletzkya pentacarpos*). El cinturón más externo está constituido por praderas densas y juncuales de pequeña talla (*Magnocaricion*) que no llegan a encharcarse (Viñals, 1999).



Figura 2.16.- Imagen del Marjal de Almenara. La zona inundada está controlada por la actividad agrícola a través del drenaje del agua, según el tipo de explotación.

2.5. MODELADO COSTERO

Es importante dedicar un apartado a describir los factores que afectan a la circulación oceánica, puesto que, además de ser la responsable de la distribución de las masas de agua, junto al oleaje configuran la deriva litoral que es el agente más importante en la sedimentación de los depósitos litorales, principalmente de los sistemas de flechas y cordones litorales, del área de estudio (Sanjaume *et al.*, 1996). Las mareas, en cambio, pese a ser también responsables del modelado costero, tienen una escasa influencia sobre los sistemas litorales considerados en este trabajo, puesto que el rango que éstas presentan en el litoral Mediterráneo no supera los 30 cm (Fig. 2.17) REDMAR (2009).

2.5.1. Circulación oceánica

Por lo que respecta a la circulación oceánica el carácter semi-confinado del Mar Mediterráneo genera un complejo sistema de circulación de termohalinas. Éstas son el resultado de la interacción del flujo de calor entre océano-atmósfera, que produce variaciones de densidad del agua superficial y, por tanto, la diferenciación de varias capas en profundidad. Estas zonas de mezcla convectiva se encuentran en los mares Adriático, Egeo y Tirreno, el Golfo de León y la Cuenca Levantina, donde se forman aguas profundas y/o intermedias (Fig. 2.18). La circulación de estas masas de agua se origina por combinación de distintas zonas de mezcla de las capas superiores con las profundas pero también es apoyada por la interacción de entrada y salida de agua que se produce a través del estrecho de Gibraltar.

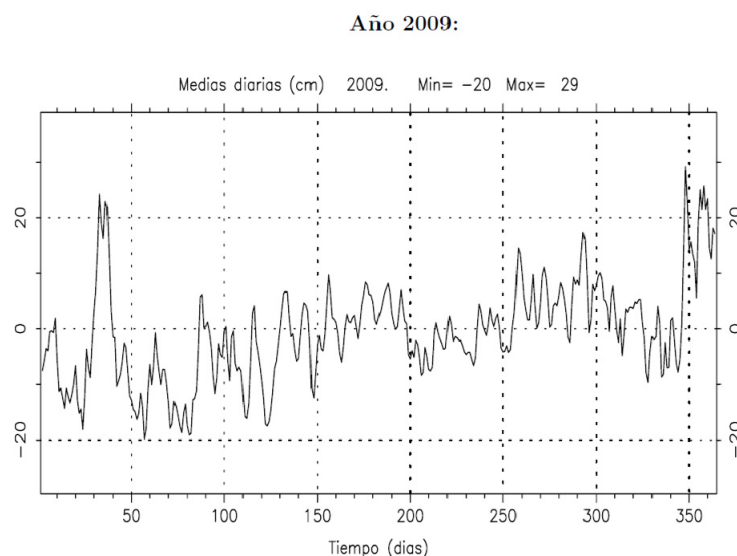


Figura 2.17.- Medias diarias de las mareas en el mareógrafo de Sagunto, año 2009 (REDMAR, 2009).

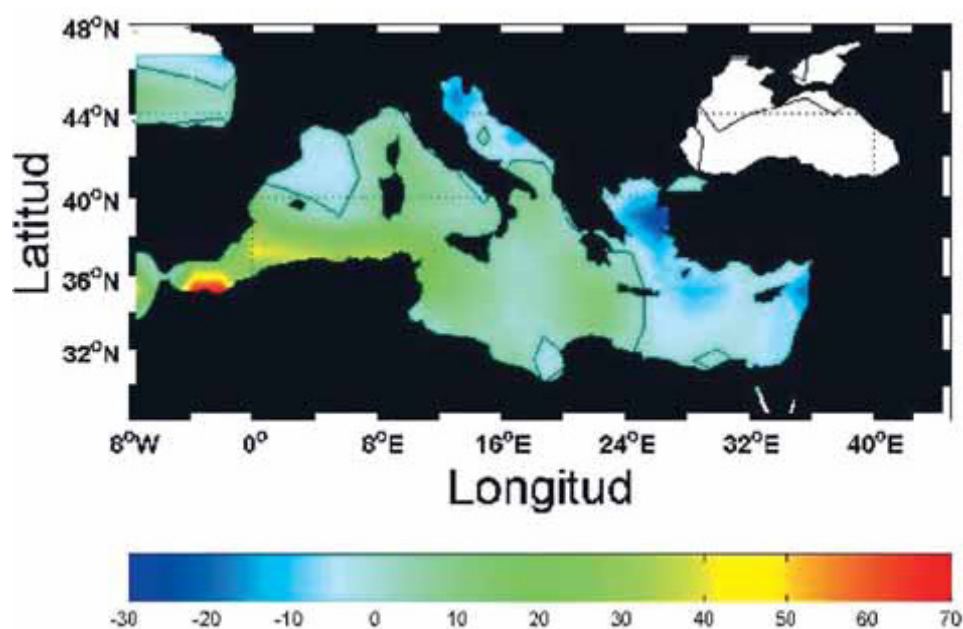


Figura 2.18.- Flujo medio anual de calor entre el Mar Mediterráneo y la atmósfera expresado en W/m^2 . Los valores negativos indican flujo desde el mar hacia la atmósfera. Nótese los valores negativos en las zonas de convección y formación de aguas profundas e intermedias en el Golfo de León, Adriático, Egeo y Cuenca Levantina. La línea continua indica el valor cero. Datos obtenidos del "NCEP/Reanalysis" (IEO, 2010).

Centrándonos en el Mediterráneo occidental, se han reconocido tres masas de agua: el agua intermedia levantina (LIW), formada en la zona oriental del Mediterráneo por la intensa evaporación invernal; la masa de agua profunda del Mediterráneo occidental (WMDW), formada en la zona del Golfo de León y Mar Adriático; y el agua Atlántica modificada (MAW), que es la masa superficial con límite en los 200 m de profundidad (Fig. 2.19), (Brankart y Brasseur, 1998; Millot, 1999; Millot y Taupier-Letage, 2005; Pinardi y Masetti, 2000; Cacho *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2005; Millot *et al.*, 2006). Ésta última, y su relación con la morfología costera y con el viento, es la que tiene mayor importancia en la sedimentación de los sistemas continentales costeros.

En el litoral mediterráneo español la circulación superficial presenta una dirección preferente suroeste (Fig. 2.20 y Fig. 2.21) que, al aproximarse a los canales baleares puede experimentar bien un

bloqueo y desvío hacia el norte de las islas, bien su continua progresión hacia el sur a través del Canal de Ibiza (Font, 1990; Font *et al.*, 1995). Cabe señalar que además los datos de corrientes muestran incursiones de agua atlántica a través de los canales, principalmente del Canal de Mallorca (García-Lafuente *et al.*, 1995; Pinot *et al.*, 2002). En la zona del Cabo de Gata, más al suroeste de nuestra zona, se han reconocido dos direcciones preferentes de corriente, una hacia el sureste, como se esperaría de la orientación noroeste-sureste del frente Almería-Orán, y otra hacia noreste, que podría estar relacionada con la progresión de aguas atlánticas hacia la zona del archipiélago Balear (IEO, 2010).

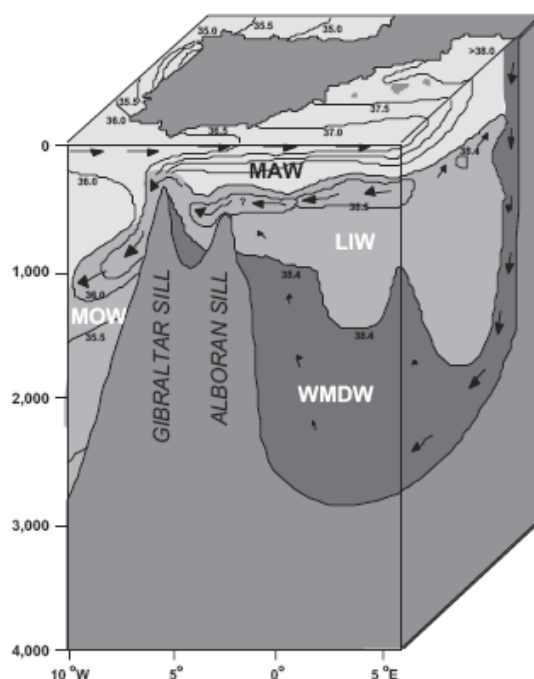


Figura 2.19.- Circulación oceánica del Mar Mediterráneo occidental (Moreno *et al.*, 2005)

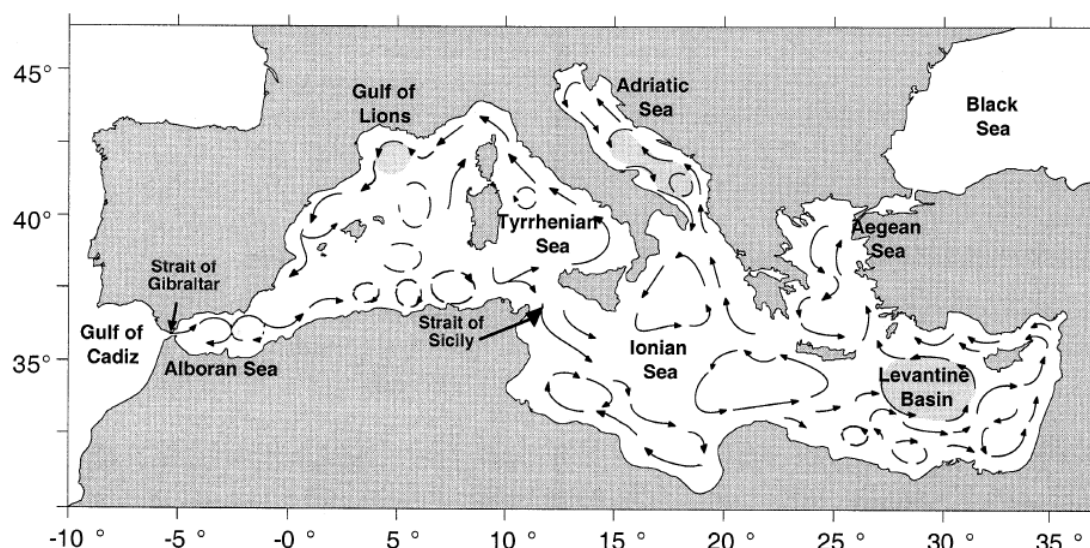


Figura 2.20.- Circulación superficial oceánica del Mar Mediterráneo (Cacho *et al.*, 2000).

En el área de estudio la responsable de la mayor parte del transporte de sedimento en la plataforma marina es la corriente superficial de dirección suroeste, como demuestra la distribución de los materiales infralitorales que se depositan en la plataforma continental y se ordenan prácticamente paralelos a la costa (Rey *et al.*, 1999). Estos depósitos, que cubren la plataforma continental, se les

atribuye una edad Pleistoceno y Holoceno y su naturaleza es principalmente siliciclástica puesto que proceden de los materiales detríticos arrastrados por los cursos fluviales próximos.

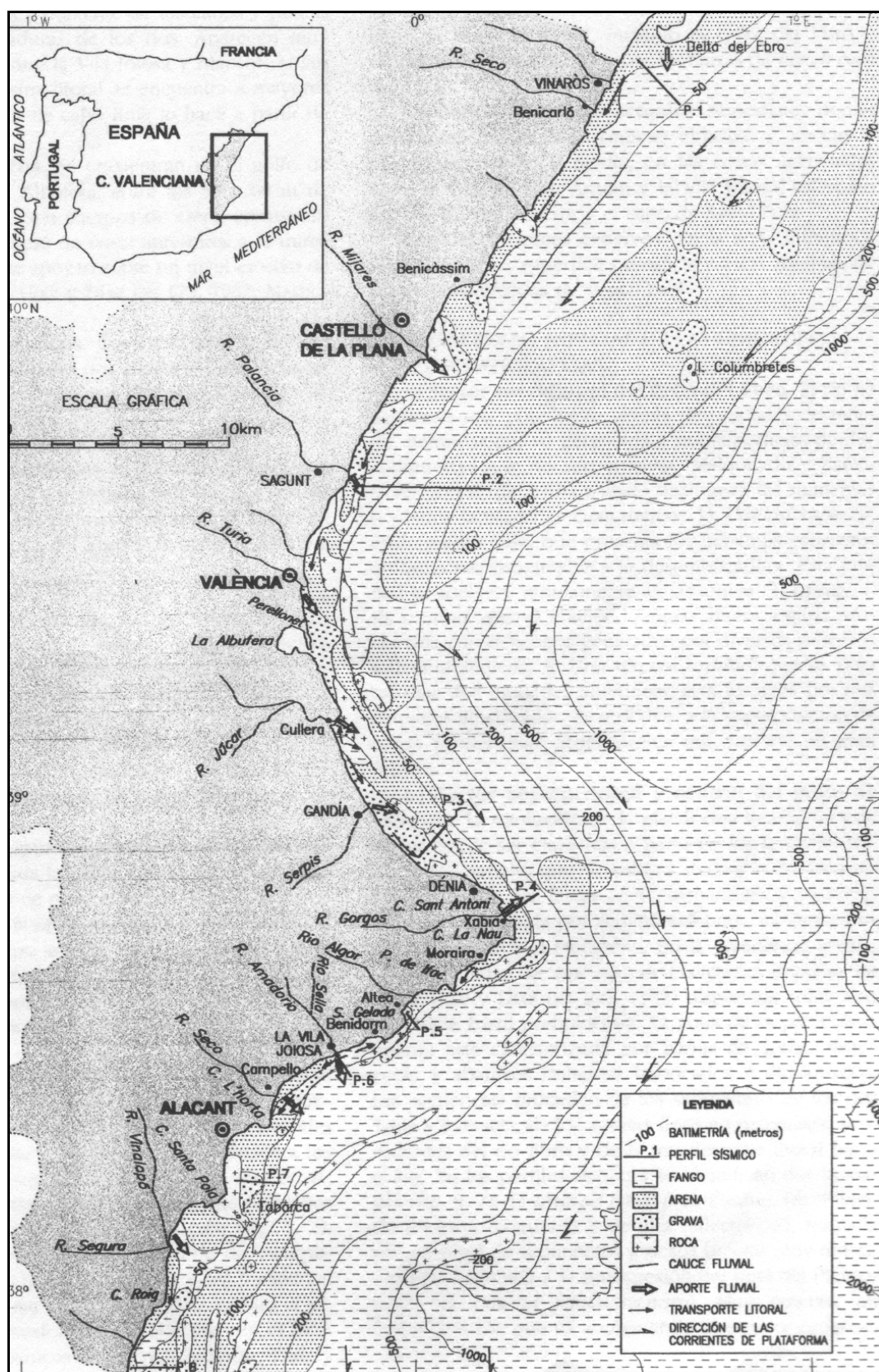


Figura 2.21.- Distribución de los materiales sedimentarios superficiales en el margen continental Valenciano (Rey et al., 1999).

Como se observa en la figura 2.21 la distribución de la fracción de grava es irregular, formando rodales en la zona litoral e influenciada por la estacionalidad de los ríos y la redistribución de energía que se produce entre la corriente fluvial y la corriente de deriva litoral en sus desembocaduras. La fracción arenosa forma una orla casi continua a lo largo del litoral, con una proporción de arena superior al 80% y alto contenido en cuarzo y presenta una disminución del tamaño de grano en relación directa con la profundidad. Por su parte, la fracción arcillosa se ubica en la parte más profunda, con alta proporción biogénica (Rey y Medialdea, 1989), o en la zona litoral cerca de los ríos, como el Palancia, donde se desarrollan prodeltas con predominio de materiales lutíticos y contenidos de limos y arcillas superiores al 80%. Los fondos rocosos, frente a Castellón o Moncófar corresponden a antiguas formaciones cuaternarias consolidadas (Rey *et al.*, 1999). En comparación con la zona septentrional (entre Benicasim y el Delta del Ebro), la zona entre Benicasim y Sagunto tiene un incremento generalizado del tamaño de grano, y esto se relaciona con las avenidas de los ríos Palancia y Mijares.

2.5.2. Oleaje

El oleaje es determinante como agente modelador de la zona litoral, aportando sedimento a las playas, cordones litorales o flechas en momentos de baja energía, y erosionando y modificando el perfil playero en los momentos de fuertes marejadas. En general, el régimen de olas en el litoral de Castellón muestra rangos de oleaje de baja energía a lo largo de toda la costa (Fig. 2.22), superando esporádicamente el metro de altura. Por el contrario, Sanjaume (1985a) interpreta que el estado habitual de la mar correspondería a estos oleajes de mayor energía mientras los porcentajes de calma serían mínimos. Por su parte, Pardo (1991) afirma que, para el periodo 1985-1989, las alturas más frecuentes son inferiores a 1 m (53,2 %), mientras que las correspondientes al intervalo 1-2 m representan el 42,95 %.

Mensualmente, de septiembre a abril predominan los oleajes flojos, inferiores a 1 m, mientras que durante los meses de verano la proporción de olas de 0-1 m y las de 1-2 m es parecida, incluso durante julio y agosto las alturas de 1 a 2 m pueden llegar a ser más abundantes en relación con el régimen de brisas que provocan marejadas. Durante los meses invernales, si no tenemos en cuenta los temporales, las olas más frecuentes son menores a 1 m. La dirección de procedencia de estas olas está controlada por el régimen de vientos; así la orientación preferente, medida en las cuatro boyas situadas a lo largo de la costa que abarca el área de estudio, es ENE (Fig. 2.22).

Las olas superiores a 2 m se producen durante todo el año, aunque su máxima frecuencia se detecta en el mes de noviembre cuando suponen el 10 % del total, y la mínima se produce entre junio y julio cuando no alcanzan el 0,5 %. En agosto aumenta ligeramente y en septiembre se observa el segundo máximo (5,3 %). Durante los meses de octubre, enero, febrero y marzo presentan una frecuencia similar (alrededor del 4%), mientras que en diciembre existe una frecuencia menor (2,9%). El registro de estas olas vuelve a ser bastante bajo en abril y mayo, cuando representan el 1,2 y 2,6 %, respectivamente. Durante los meses de abril y mayo, sin embargo, la media de las olas significativas es bastante baja (1,2 y 2,6 %).

Por su parte las olas generadas durante los temporales son las principales causantes de las pérdidas o ganancias de aportes en playas y cordones litorales. Los temporales son más frecuentes en otoño e invierno, siendo los primeros más intensos (Pardo, 1991). Las olas de estos temporales proceden sobre todo del NE y ENE, y en menor medida del E, sus máximas alturas registradas pueden alcanzar hasta 6 metros similar al sentido de la deriva litoral, N-S (Fig. 2.21).

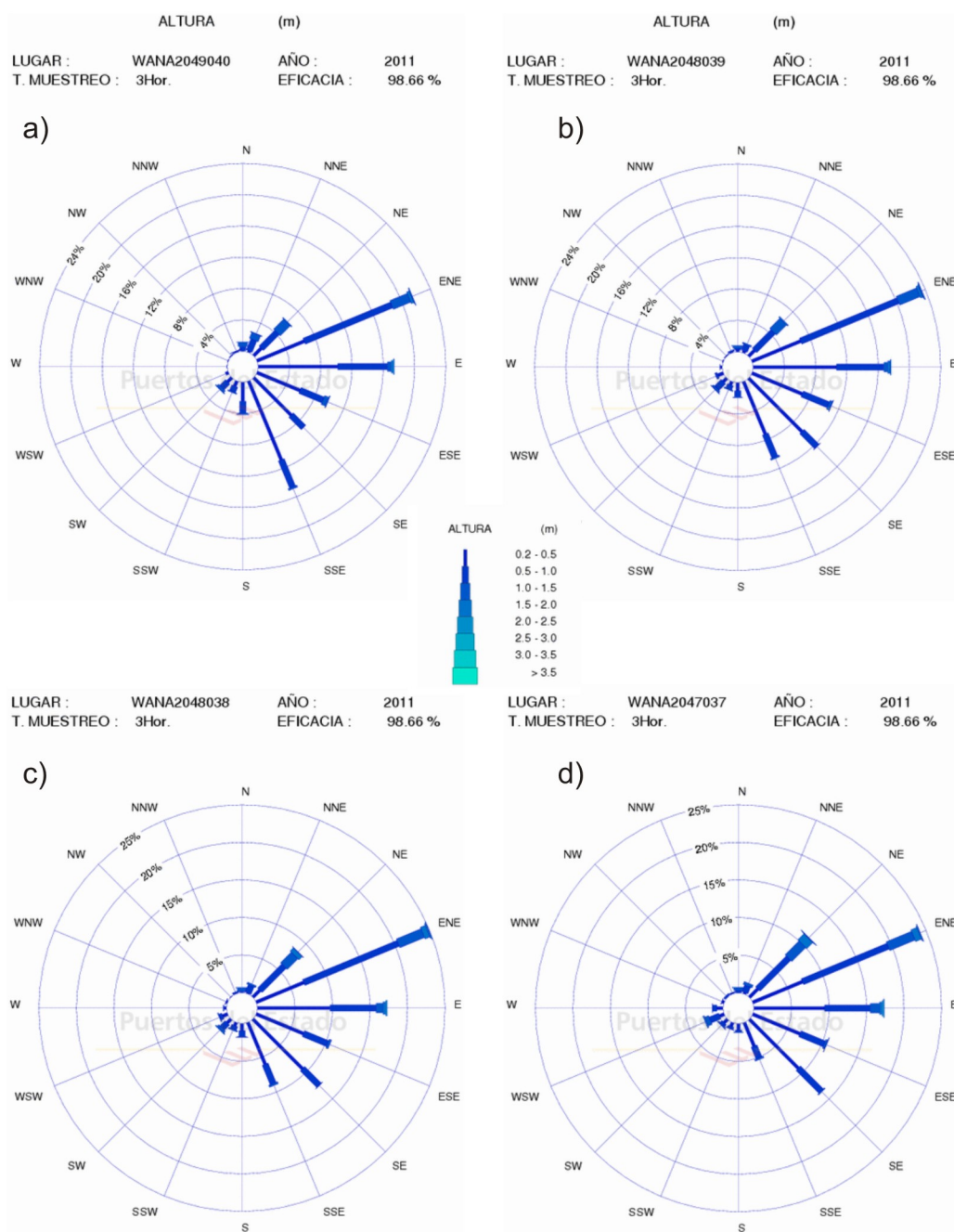


Figura 2.22.- Régimen de oleaje en las cuatro boyas situadas entre Sagunto y Benicasim, indicando la procedencia media del oleaje y la altura media de las olas para el año 2011. a) frente Benicasim; b) frente Castellón; c) frente Almenara; d) frente Sagunto (REDMAR, 2009).

En nuestro área de estudio, los temporales más habituales suelen producirse cuando se da una zona de alta presión sobre el N de Europa y una depresión al SO de la Península Ibérica, que penetra en el Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar y se coloca sobre el mar de Alborán o sobre las costas del Mediterráneo suroccidental. Menos frecuentes son los temporales provocados por una baja presión situada al O de Portugal o sobre las costas gallegas. En ambos casos, las dimensiones de las olas provocadas durante estas situaciones meteorológicas no son demasiado grandes. Por último, oleajes del NNE o NE, provocados una baja presión centrada sobre las costas italianas, pueden alcanzar las playas valencianas manteniendo una longitud de onda relativamente larga y una baja altura, a pesar de la gran distancia recorrida.

La influencia oblicua del oleaje sobre el litoral (ENE) y teniendo en cuenta que la corriente superficial es paralela a esta costa dan como resultado un transporte de sedimento a lo largo de ésta (Fig. 2.21) o deriva litoral de sentido N-S (HIDTMA, 2010). Es por ello que los puertos y espigones presentan una gran acumulación de sedimentos al norte y una erosión de la costa al sur. En el caso del entorno del puerto de Castellón el aporte sedimentario hacia las playas del norte es de unos 60-80.000 m³/año, de los cuales, 20-30.000 m³/año salen de la playa en dirección sur depositándose en el zona exterior del puerto, y de estos, hasta un volumen máximo de 10.000 m³/año sobrepasan el puerto (HIDTMA, 2010). El resto de tramos hasta el norte de Sagunto presentan un balance de transporte prácticamente nulo debido a la actuación humana sobre las playas (espigones y escolleras), sólo las aportaciones artificiales han marcado un incremento en los tramos de playa. La costa norte de Sagunto, playa de Canet de Berenguer, se produce una tasa de transporte de unos 35-45.000 m³/año, de los cuales unos 20-30.000 m³/año rebasan el puerto de Canet (o Siles), que junto a la erosión que se produce a la entrada de la playa Norte de Sagunto se produce una tasa neta de transporte cercana a los 30-40.000 m³/año. La acumulación para el año 2007 en la playa Norte fue de unos 25-35.000 m³/año, produciéndose un paso de material hacia el dique exterior del puerto de Sagunto de unos 5-10.000 m³/año. Al sur del puerto el paso efectivo de sedimentos hacia el litoral es prácticamente nulo (HIDTMA e IBERINSA, 2007).

2.6. CLIMA

Actualmente, la Península Ibérica y el Mar Mediterráneo se sitúan en un régimen climático transicional, entre los climas oceánico y desértico. Normalmente en verano, está dominado por el anticiclón de altas presiones de las Azores, mientras que en invierno, éste desaparece y la zona de bajas presiones europea migra hacia áreas más meridionales donde se forma una zona de inestabilidad que genera frecuentes entradas de los vientos del NE. La variabilidad de estas condiciones está determinada por las fluctuaciones de la circulación atmosférica y/o oceánica entre zonas distantes. Estas relaciones se denominan patrones de teleconexiones y, en el caso de la Península Ibérica, el dominante es la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), aunque no explica toda la variabilidad. Además de éste, existen otros patrones con influencia durante determinados meses o en zonas concretas de la Península, como son el patrón del Atlántico Este y Oeste de Rusia (EAWR), el patrón de Escandinavia (SCA), la Oscilación del Mediterráneo (MO) y la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO). El informe CLIVAR (2010) describe todas ellas brevemente, incluyendo sus estructuras sinápticas y áreas de mayor influencia, si bien nosotros haremos hincapié únicamente en la NAO, MO y WeMO, que son las que más afectan a la región de Castellón.

La NAO determina la variabilidad del clima invernal en la región del Atlántico Norte, que se extiende desde Norteamérica Central a Europa, alcanzando incluso al Norte de Asia (Hurrell, 1995). Se mide a partir de un índice calculado como la diferencia de presión a nivel del mar que se produce entre las bajas presiones de Islandia y las altas presiones de las Azores (Wallace y Gutzler, 1981; Barnston y Livezey, 1987; Hurrell, 1995). Los valores de este índice marcan la distribución de las masas de aire atmosférico en dicho corredor y varían anualmente, si bien se observa una tendencia a permanecer en una de las fases (positiva o negativa) durante intervalos de varios años.

La fase positiva de la NAO se caracteriza por un aumento de la presión, respecto a la habitual, en el Anticiclón de la Azores, acompañado de un descenso de presión en la Baja de Islandia (Fig. 2.23). Este incremento del gradiente de presión genera borrascas más fuertes y sitúa el corredor en posiciones más septentrionales de lo habitual, esto genera inviernos en Europa del Norte más húmedos y templados y en Canadá y Groenlandia más fríos y secos. En la Península Ibérica los vientos muestran una procedencia norte generando inviernos fríos y secos. Durante las fases negativas de la

NAO el patrón se invierte, debilitándose el Anticiclón de Azores y la Baja de Islandia, desplazándose hacia el sur el corredor por donde se desplazan las borrascas, lo que genera inviernos más húmedos y templados en la Península Ibérica (Fig. 2.23).

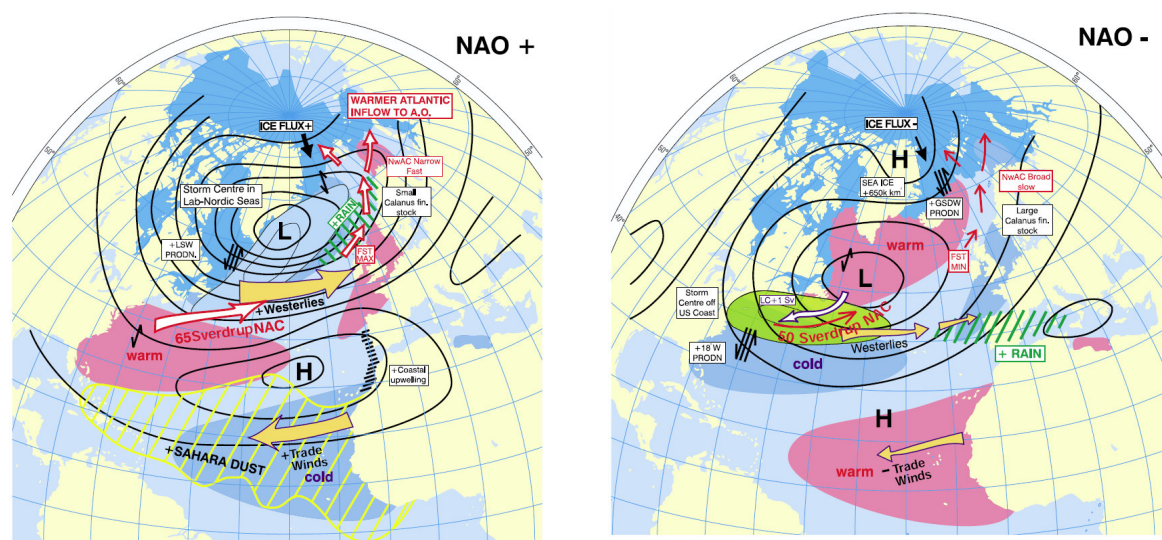


Figura 2.23.- Circulación atmosférica según predominio de NAO + (a) y NAO – (b). (Modificado de Wanner *et al.*, 2001).

La influencia de la NAO en las precipitaciones es más importante en la vertiente occidental de la Península Ibérica (Rodríguez-Puebla *et al.*, 2001), aunque los cambios a largo plazo afectan a toda la cuenca mediterránea (Xoplaki *et al.*, 2004 y 2006). Por contra la temperatura no tiene una relación directa con la NAO, para el sur de Europa (Castro-Díez *et al.*, 2002) y habría que tener en cuenta otros patrones de circulación.

La MO y la WeMO (oscilaciones mediterráneas) parecen explicar las precipitaciones invernales en la vertiente mediterránea, aunque la primera afecta a un área más extensa del Mediterráneo y la segunda se restringe a las zonas costeras.

La MO (Oscilación del Mediterráneo) es un patrón de variabilidad de baja frecuencia que mide la diferencia entre los extremos oriental y occidental de la cuenca mediterránea. El índice refleja la diferencia de presión normalizada entre Argel y el Cairo (Palutikof *et al.*, 1996). El valor positivo de MO se relaciona con condiciones anticiclónicas en el Mediterráneo occidental y una bajada de presión en el Este, con una tasa de precipitación por debajo de la media en toda la cuenca mediterránea. En su modo negativo, el cinturón de bajas presiones se encuentra cerca de las Islas Británicas o al norte de la Península Ibérica, mientras que las condiciones anticiclónicas prevalecen en el Mediterráneo. Esta situación está relacionada con precipitaciones en la parte occidental de la cuenca mediterránea (Dükeloh y Jacobeit, 2003).

El índice de la WeMO (Oscilación del Mediterráneo Occidental) marca la diferencia de presiones estandarizadas entre Cádiz-San Fernando y Padua (Martín-Vide y López-Bustins, 2006). La fase positiva de la WeMO implica un anticiclón sobre las Azores, o suroeste ibérico, y baja presión en el golfo de Liguria o Adriático. Esta situación está relacionada con precipitaciones superiores a la media en el Norte y Noreste de la Península Ibérica, especialmente en enero, cuando se asocia a la entrada de vientos del Atlántico procedentes del Noroeste. Su fase negativa coincide con el anticiclón de Europa central situado al Norte de Italia, y un centro de baja presión en Suroeste de la Península Ibérica. Tal

situación produce la entrada de vientos de componente Este y la mayor parte de las precipitaciones en la parte oriental de la Península Ibérica, especialmente en diciembre.

Los datos meteorológicos en el área de estudio presentan medias anuales de precipitaciones en torno a 450 mm (Montón y Quereda, 1997; AEMET, 2011), típicas de un clima semiárido, y temperaturas medias anuales de 17° C (Fig. 2.24). El potencial anual de evapotranspiración oscila entre 750 y 800 mm, aunque la evapotranspiración real estimada es de 450 – 500 mm (Sala Roselló, 1994). A partir de los datos obtenidos en una parcela experimental en el área de Castellón (Tuñón *et al.*, 1999), estiman una tasa de evapotranspiración de 92% y solamente un 8% de infiltración del agua de lluvia.

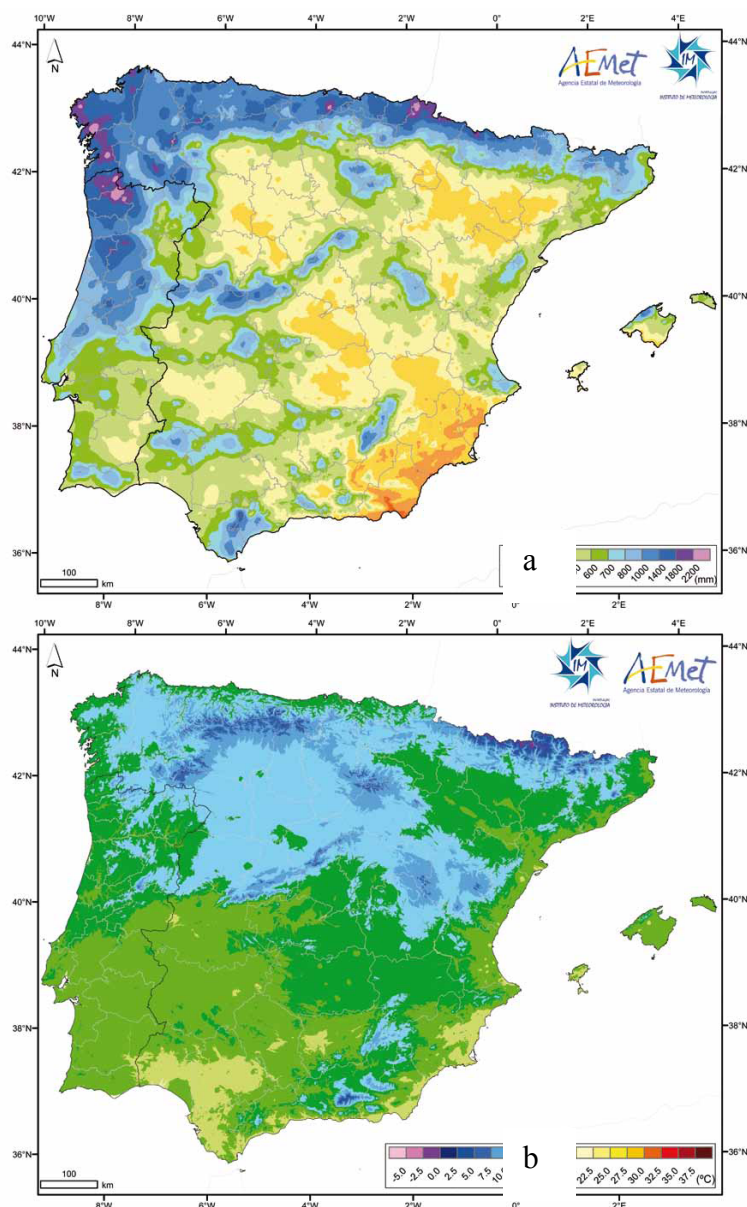


Figura 2.24.- a) Mapa de precipitación media de la Península Ibérica (mm). b) Mapa de temperatura media de la Península Ibérica (°C). Periodo comprendido entre 1971-2000 (AEMET 2011).

El régimen térmico interanual es bastante regular (Martin-Vide, 1997), con una distribución propia de la cuenca del Mediterráneo, con inviernos moderadamente fríos, con temperaturas medias alrededor de 11°C en enero, y veranos calurosos, con una temperatura media de 25°C en agosto. Los

días de heladas sobrepasan la docena, y el número de horas de insolación es elevado, entre 2.600 y 2.800 h/año.

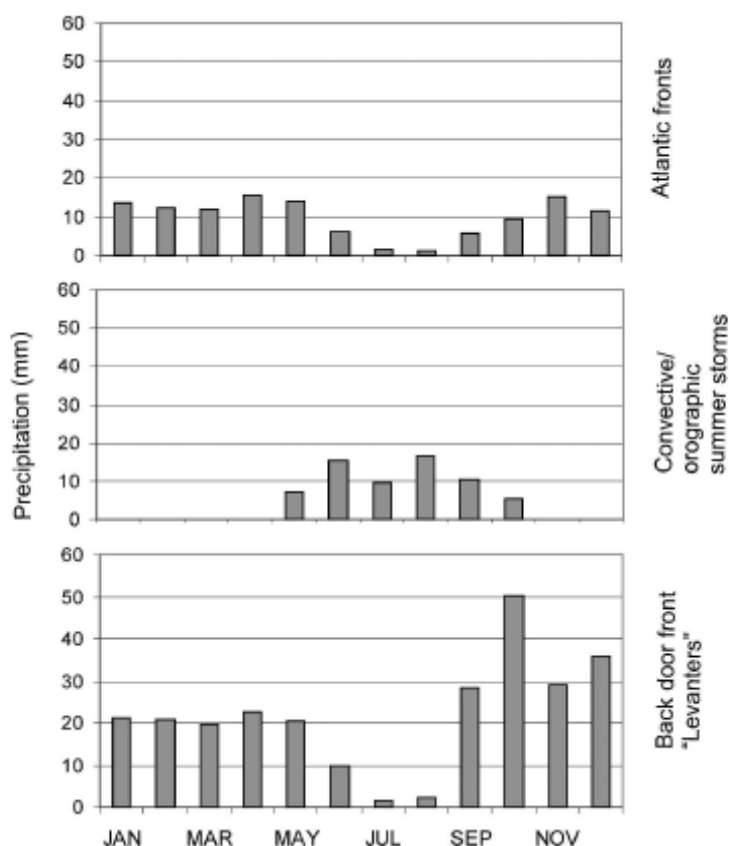


Figura 2.25.- Distribución de la precipitación mensual (en mm) en la región Valenciana en condiciones de: a) Frentes atlánticos, b) Tormentas convectivas-orográficas de verano y c) Frentes fríos, durante el periodo 1959 – 2000 (Millán *et al.*, 2005).

El régimen pluviométrico muestra una gran irregularidad intranual (Fig. 2.25). Las precipitaciones en la región se producen por tres causas (Millán *et al.*, 2005): (1) paso de sistemas frontales atlánticos que barren la península de Oeste a Este; al progresar el desplazamiento del anticiclón hacia el Este se puede producir la entrada de aire continental (Polar) frío sobre el Mediterráneo pasando por el Ródano; (2) tormentas de verano, asociadas a los estadios finales del desarrollo de las brisas combinadas de mar y vientos de ladera, ya que la presencia de aire frío en altura favorece la maduración de tormentas en los frentes de las brisas; y (3) entrada de frentes fríos de retroceso o temporales de Levante (ciclogénesis mediterránea), que generan inestabilidad en la parte alta de la atmósfera asociada con fuertes gradientes de temperatura y humedad; cuando el aire continental frío de origen marítimo polar o continental polar pasa sobre el mar mediterráneo, cuyas aguas están más calientes.

Las lluvias debidas a los frentes atlánticos son más frecuentes desde principios de otoño a finales de primavera. Constituyen el 20% de la precipitación total (Fig. 2.25), reduciéndose aún más este porcentaje en la zona de estudio puesto que estas precipitaciones tienden a concentrarse en las sierras interiores de la Cordillera Ibérica, donde constituyen el 45% de la precipitación (Fig. 2.26).

Las tormentas de verano tienden a formarse sobre las montañas costeras a 60-80 km de la costa y son más frecuentes desde abril a septiembre (Fig. 2.25). Constituyen aproximadamente el 11% de la

precipitación total y, aunque también presentan un gradiente entre las montañas y la costa, en este caso es más moderado, 10% y 18% entre costa y montaña, respectivamente (Fig. 2.26).

Los temporales de Levante, traen precipitaciones muy intensas y constituyen un 65% de la precipitación total. Estas precipitaciones son opuestas a las otras dos, es decir, hay un incremento anual de las precipitaciones en la costa respecto al interior (Fig. 2.26). Además presenta una variabilidad interanual particular, así, se observa un fuerte aumento de las precipitaciones en otoño, mientras que en primavera e invierno estas muestran valores muy constantes y durante el periodo estival los frentes de levante no dan lugar a lluvias (Fig. 2.25).

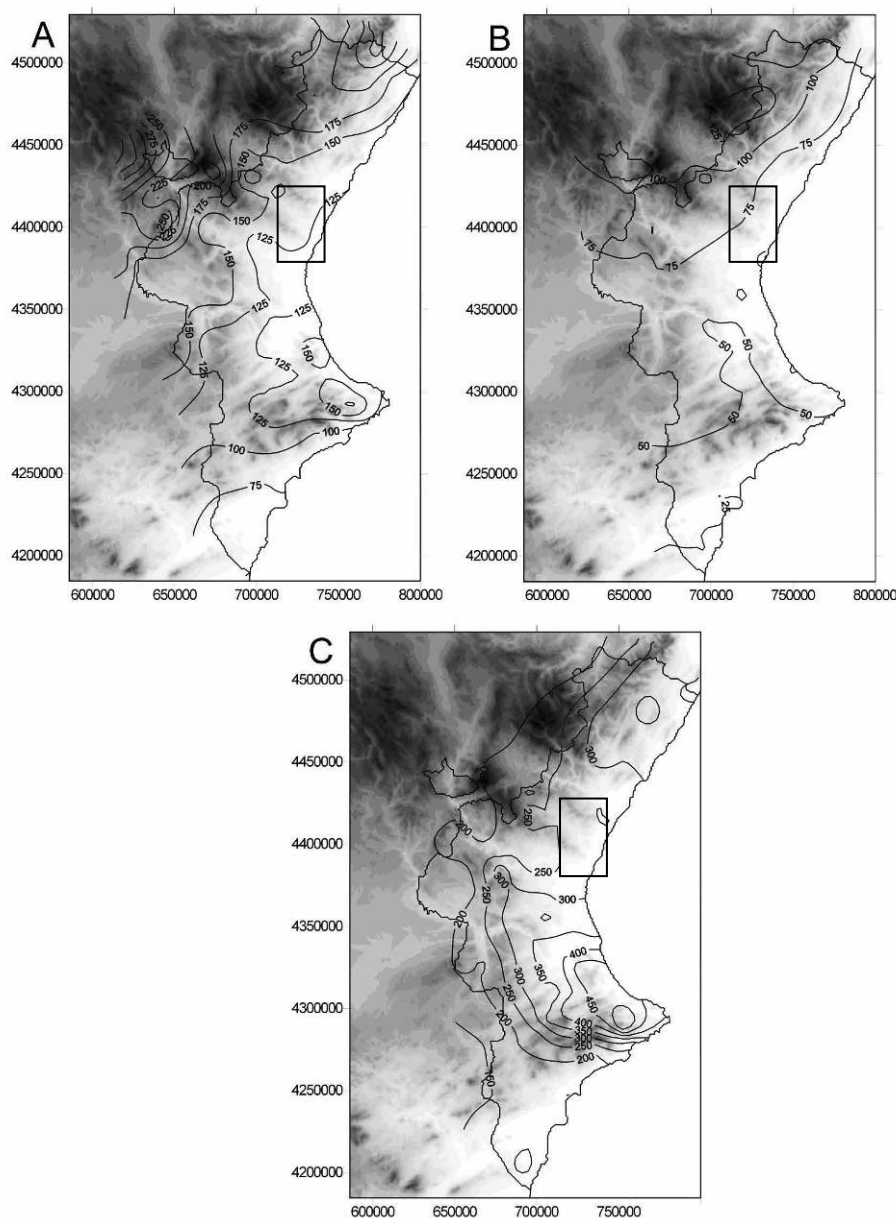


Figura 2.26.- Distribución espacial de la precipitación por las distintas condiciones sinópticas: a) frente Atlántico, b) tormentas convectivas-oroográficas de verano y c) frentes fríos o temporales de Levante (Millán et al., 2005).

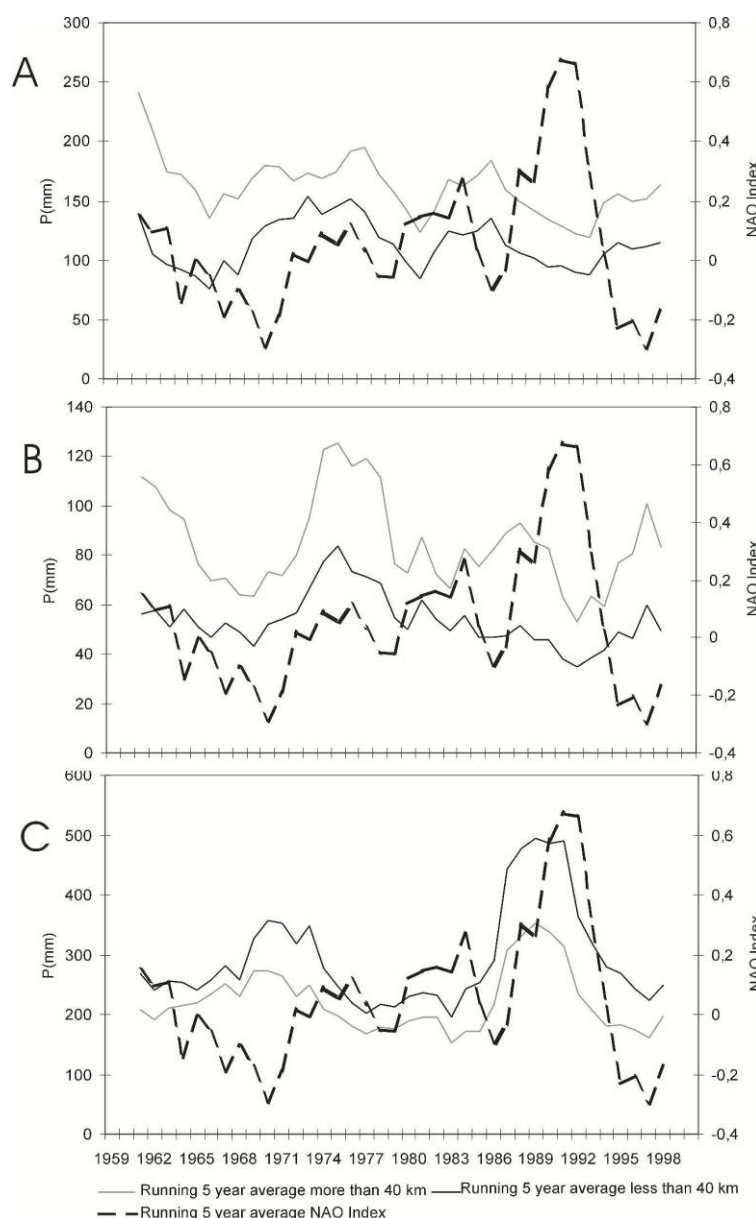


Figura 2.27.- Comparación entre la media móvil de 5 años del índice NAO y los componentes de precipitación de a) frentes Atlánticos, b) tormentas de verano convectivas y c) temporales de Levante. (Millán et al., 2005).

La correlación de las series disgregadas de precipitación de 1959-2000 (Millán *et al.*, 2005) con el índice NAO (Oscilación del Atlántico Norte), muestra que existe una correlación entre la media móvil de 5 años de la NAO con la serie de precipitaciones debida a los frentes de levante (Fig. 2.27). Esto es debido a que las precipitaciones originadas por estos frentes necesitan un anticiclón estable sobre Europa.

Como ya se ha comentado anteriormente, uno de los principales agentes que afectan a la dinámica litoral mediterránea es el oleaje, determinante en el transporte longitudinal de sedimentos a lo largo de la costa, generado por la acción del viento (Pardo, 1991). Las diferencias de presión junto a las fuerzas de rozamiento son dos de los factores más importantes en la generación de viento, a su vez, éstas pueden estar determinadas por las características locales o por la dinámica atmosférica general. Los vientos predominantes durante buena parte del año en el área de estudio son las brisas marinas (Fig. 2.28), resultado del diferente calentamiento de las masas de aire situadas sobre la tierra y el mar, que provoca brisas procedentes del mar durante el día y con sentido contrario durante la noche. En los

meses de verano, y en buena parte de los días de primavera y otoño, este es el sistema predominante a lo largo de todo el litoral. Los vientos asociados a la dinámica atmosférica general, como pueden ser los asociados al paso de bajas presiones atlánticas, vientos de tipo *föhn*, alcanzan mayores velocidades y actúan durante periodos más largos. Estas perturbaciones, originan vientos fuertes que tendrán una mayor incidencia en el modelado de la costa (Sanjaume, 1985a).

Aunque depende de las estaciones y el periodo medido, en general, el régimen aéreo de vientos de Castellón se caracteriza por no alcanzar velocidades elevadas: predomina la calma, con vientos inferiores a 6 km/h. Estos vientos flojos son frecuentes en verano y primavera, mientras que las calmas predominan en otoño e invierno. Tanto los vientos moderados (29-61 km/h) como los fuertes (> 61 km/h) son excepcionales y suelen producirse en los meses invernales.

En el caso de la zona de Castellón, los datos recopilados entre 1941 y 1975 por Sanjaume (1985a) muestran que los vientos del E son los más frecuentes, aunque medidas tomadas para el periodo comprendido entre 1967-1974, en la estación situada sobre la isleta receptora de crudo de Serrallo (2,5 km mar adentro, frente a Grau de Castellón), muestran una mayor frecuencia de los vientos procedentes del NE (11,6 %) seguidos por los del O (10,8%). En general, los vientos de componente levantina, comprendidos entre NE y SE son los más frecuentes, puesto que suponen el 35,4% para el periodo medido, seguido por los de componente NO (Fig. 2.28).

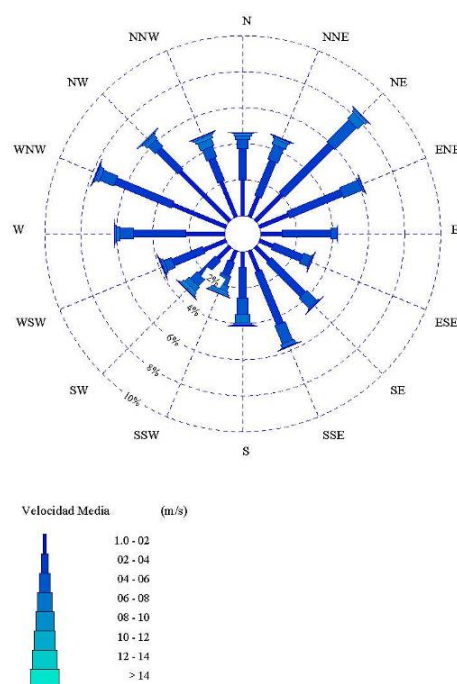


Figura 2.28.- Dirección predominante de los vientos en la estación de Castellón y velocidad media en cada una de las direcciones. Intervalo entre Octubre/1998-Enero/2010. Obsérvese que los periodos de calma suponen el 19,06 % (REMPOR, 2011).

La frecuencia media mensual para el periodo entre abril y septiembre indica predominio de los vientos de levante, mientras que el resto del año son más relevantes los de poniente (Sanjaume, 1985; Bolaños, 2004; REMPOR, 2011), (Fig. 2.29). Así, el régimen de levante es dominante entre abril y julio y posteriormente pierde importancia hacia el mes de septiembre. Los vientos de poniente son más frecuentes aumentan de frecuencia hacia los meses centrales del invierno, con un máximo entre diciembre y enero (Sanjaume, 1985a; Pardo, 1991). En los meses de otoño e invierno se acentúa la importancia del relieve interior y de la costa, que produce el encauzamiento de los vientos del NO a lo largo de los valles del Ródano y el Ebro para bordear la costa (Fig. 2.30). Estos episodios de fuertes

vientos durante la época invernal contribuyen de forma decisiva a la pérdida de flotabilidad (aumento de densidad) de las capas superficiales de la columna de agua mediterránea, y a la formación de aguas intermedias y profundas en el Mediterráneo Occidental, en especial en el golfo de León (IEO, 2010)

En cuanto a la intensidad, la mayor parece coincidir con los vientos del N (tramontana), con una media de 8,7 km/h, seguido por las componentes NO y O (Sanjaume, 1985a). De los vientos marinos, el de mayor intensidad es el levante con una media de 7,1 km/h, además es el que tienen mayor flujo de energía (Bolaños, 2004). Dicha intensidad, unida con su máxima frecuencia, hace que los vientos del E sean los más efectivos desde la perspectiva geomorfológica (Sanjaume, 1985a). En cambio, los temporales más fuertes son los que se generan en los golfos de Génova y León y tienden a generar fuerte mar de fondo, que se aproxima al litoral desde el E y NE.

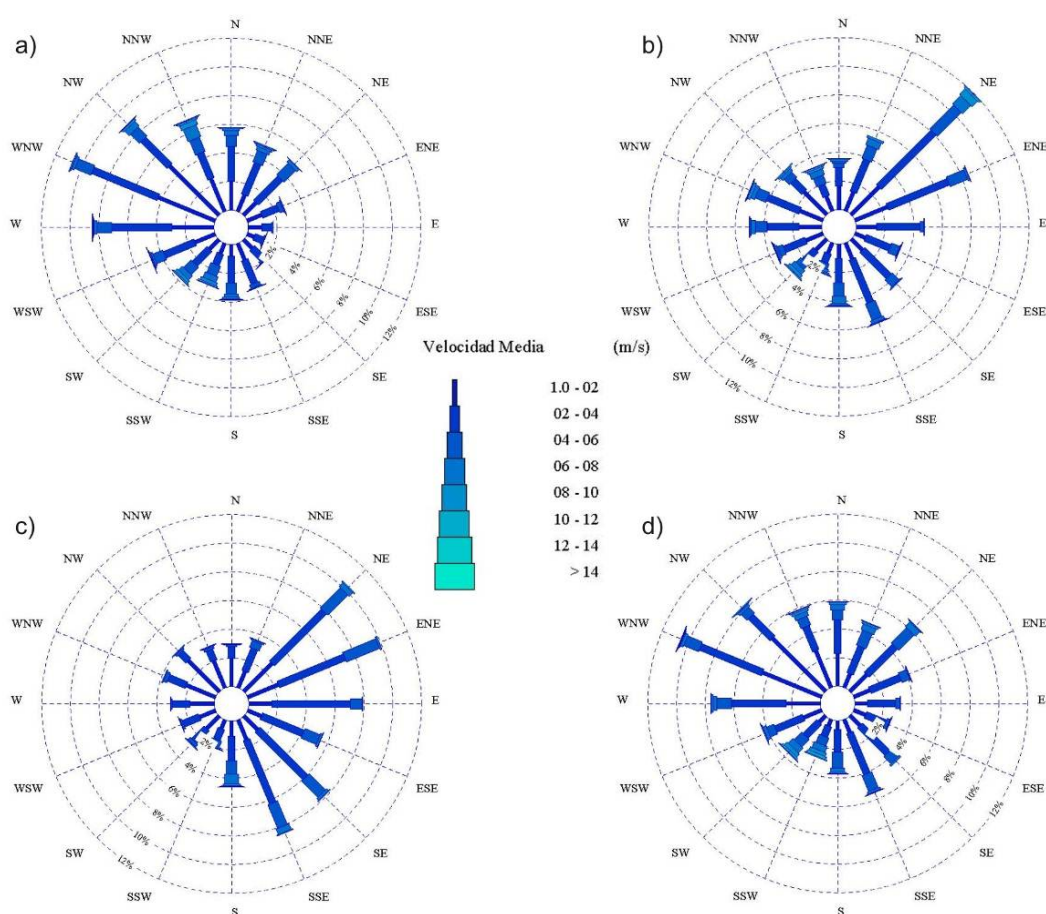


Figura 2.29.- Rosas de viento estacional en la estación de Castellón. Serie analizada de Octubre/1998 a Enero/2010. a). intervalo Diciembre-Febrero; b) intervalo Marzo-Mayo; c) intervalo Junio-Agosto, y d) intervalo Septiembre-Noviembre (REMPOR, 2011).

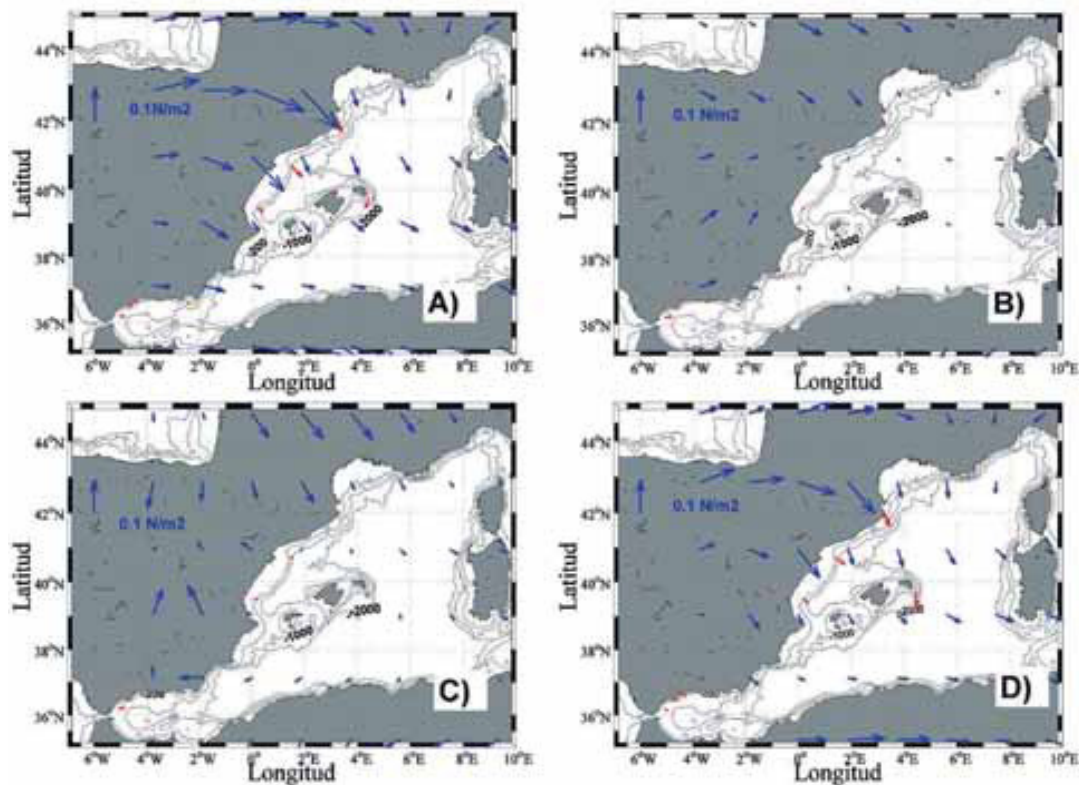


Figura 2.30.- Campo medio de cizalla tangencial del viento expresado en N/m^2 en A) febrero, B) mayo, C) agosto y D) noviembre. Las flechas azules son los promedios obtenidos del National Centers for Environmental Prediction de EE.UU. (NCEP) durante el periodo comprendido entre 1948 y 2005, mientras que las flechas rojas son valores medios obtenidos de estaciones meteorológicas de la AEMET en Estepona, Fuengirola, Málaga, Motril, Valencia, Porto Pi y Pollença, y de las boyas de la Red Exterior de PE en el Mar de Alborán, Cabo de Gata, Valencia, Mahón y en la estación meteorológica de L'Estartit (IEO, 2010).



CAPÍTULO 3. ANTECEDENTES

CAPÍTULO 3. ANTECEDENTES

En este capítulo se aborda el análisis de la información preexistente como paso previo para definir los objetivos concretos de la investigación propuesta.

Para facilitar su comprensión los antecedentes se han dividido, atendiendo a los distintos aspectos que se tratan en este trabajo, en los siguientes apartados: el contexto geológico y geomorfológico regional de las llanuras costeras de Castellón y Sagunto, que permita determinar el nivel de conocimiento que existe actualmente de los depósitos cuaternarios del litoral castellonense, su evolución y los procesos tectónicos que los han afectado; las variaciones relativas del nivel del mar, registradas durante el periodo Pleistoceno-Holoceno, y sus causas, tanto a escala mundial como centradas en la cuenca mediterránea, analizando el tipo de estudio y metodologías utilizadas para evaluar las posibles lagunas que nuestra investigación puede cubrir; y finalmente, el clima para el intervalo temporal considerado, debido a la gran influencia que ejerce sobre las variaciones relativas de nivel del mar y más en los últimos estadios isotópicos.

3.1. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

3.1.1. Contexto estructural

Los primeros trabajos de geología del área de estudio no se centraban específicamente en los materiales cenozoicos y cuaternarios sino en las características estructurales y estratigráficas de la Cordillera Ibérica a escala regional, sin tener mucho en cuenta los depósitos más recientes (Lotze 1929; Brinkmann 1931), aunque en el caso de Brinkmann (1931) sí propuso un primer contexto tectónico regional para éstos, señalando la existencia de un hundimiento progresivo de las zonas litorales hacia el Mediterráneo, puesto de manifiesto por el contacto morfológico brusco existente entre los relieves mesozoicos marginales y las zonas de relleno Cenozoico.

Con el propósito de centrar el contexto tectónico del área de estudio, y de las zonas adyacentes que conforman parte de la Cordillera Ibérica, comenzaremos por mencionar a Canerot (1974), quien dividió la Cordillera Ibérica en cuatro zonas según su contexto estructural y los materiales aflorantes: la central o subtabular, septentrional o plegada, oriental o fallada y meridional o de Trías extrusivo, en la que se sitúan las Planas de Castellón y Sagunto. Además propone que el relieve actual es consecuencia de la fase compresiva alpina N-S que se produce durante el Paleógeno, hipótesis que ha sido posteriormente asumida por otros autores (Álvaro *et al.*, 1979; Guimerà, 1988; Guimerà y Álvaro, 1990).

Primero Goy y Zazo (1974) y después Simón (1984), reconocen procesos de distensión y hundimiento hacia el Mediterráneo de la parte oriental del “Óvalo de Valencia”. Simón (1984) atribuyó dicho hundimiento a unas fallas normales neógenas de direcciones NNE-SSO y NNO-SSE, de las que resultan estructuras de *graben* y *horst*, y que ya fueron descritas por Julivert *et al.*, (1974) como el sistema de fosas del Mediterráneo. Guimerà (1984) situó dichas fallas dentro del dominio estructural Valenciano-Catalán, que se extiende paralelamente a la costa y caracterizado por un complejo extensional que se originó durante la transición Paleógeno-Neógeno. Finalmente, Fonboté *et al.* (1990) a partir tanto de los rasgos estructurales y morfológicos actuales del surco de Valencia, como de las variaciones de grosor de la corteza propusieron que el sistema de *horst* y *grabens* de la zona NO se originarían por un proceso de *rifting* durante el Oligoceno Superior- Mioceno inferior que

se mantendría hasta la actualidad a través de pequeños movimientos de las fallas normales que delimitan las cuencas neógenas.

Nuestro interés se centra en la actividad neotectónica y su influencia en la sedimentación de los materiales cuaternarios objeto de este trabajo. Roselló en 1963, basándose en la ausencia de depósitos marinos expuestos y apoyándose en la potencia de los materiales cuaternarios obtenidos de diversos sondeos, había propuesto la hipótesis de una subsidencia generalizada en el arco valenciano durante la sedimentación cuaternaria sin atribuirle un origen. Después, Goy y Zazo en 1974, asociaron movimientos plio – cuaternarios a una falla paralela al litoral que afectaba a los depósitos continentales, de forma que los depósitos conglomeráticos encostrados de edad Villafranquiense llegaban a desaparecer por el escalonamiento hacia el mar.

Posteriormente, Simón (1984) reconoce que los *grabens* rellenos de materiales cuaternarios están muy poco deformados y, entiende que la actividad neotectónica en esta zona es, en general, muy escasa, aunque sí observa en los materiales mesozoicos del Desierto de Las Palmas fallas subactuales de pequeño salto, y, al igual que López-Buendía (1995), algo de deformación en los depósitos del Pleistoceno del borde sur del río Mijares. Igualmente, estudios de perfiles sísmicos marinos de alta resolución permitieron diferenciar, en la sección plio-cuaternaria, varias unidades deposicionales limitadas por discontinuidades asociadas a procesos de subsidencia y control neotectónico, al menos hasta el Plioceno superior (Rey y Díaz del Río, 1983; Rey *et al.*, 1999). Sin embargo, IGME y ENRESA (1998), Perea (2006) y Perea *et al.* (2006) a partir de datos de superficie, sitúan al arco valenciano como una zona intraplaca con una deformación lenta y poca actividad tectónica, y en las zonas de las Planas de Sagunto y Castellón no reconocen fallas plio-cuaternarias tectónicamente activas. Únicamente se citan fallas normales de posible actividad cuaternaria en los materiales mesozoicos de la Sierra de Espadán y del Desierto de Las Palmas.

Trabajos de detalle en la caracterización de los depósitos plio-cuaternarios castellanenses con un objetivo hidrogeológico, puesto que existe un gran acuífero de agua dulce dentro de estos materiales, reconocen algunos aspectos estructurales de interés que necesitaremos en el futuro análisis del factor tectónico (SGOP, 1970; ITGE, 1989a, 1989b; Giménez y Morell, 1991, 1992; Giménez, 1994; Esteller, 1994; GEOSCAN, 1994; Morell *et al.*, 1996, 1997; Tuñón, 2000). A partir de los pozos de suministro de agua y sondeos eléctricos (SEV) de varios informes (SGOP, 1983; ITGE, 1989a y GEOSCAN, 1994), Morell *et al.* (1997) reconocieron una serie de fallas normales. En este trabajo no se analizan estas estructuras, pero observamos que presentan una orientación catalánide (ENE–WSW) e ibérica (NW–SE) y afectan a los depósitos miocenos y base del plio-cuaternario.

Tuñón (2000), caracterizó el acuífero plio-pleistoceno utilizando los informes anteriores y junto a nuevos datos actualizados de sondeos eléctricos (SEV), expuso la existencia de un *horst* en el área de Bechí, limitado por fallas de orientación catalánide. Dicha morfología explicaba que la máxima potencia de los depósitos Plio-cuaternarios, en torno a 200 m, se circunscribiera a la zona de Villarreal como señalaba el Servicio Geológico de Obras Públicas (SGOP) en 1970. En este trabajo tampoco se observa tectónica activa en los depósitos cuaternarios.

En resumen, a partir de los trabajos anteriores se puede afirmar que la zona de estudio es estable tectónicamente para el periodo Pleistoceno-Holoceno, únicamente en algunas zonas de los bordes de ambas Planas se cita posible actividad cuaternaria sin especificar su importancia e influencia sobre los depósitos que rellenan las cuencas.

3.1.2. Contexto estratigráfico y sedimentológico

Los primeros trabajos sobre los materiales cuaternarios de las llanuras costeras de Castellón y Sagunto aparecen a mediados del siglo pasado y tenían como objetivo aspectos muy concretos de depósitos determinados. Así por ejemplo, Pérez Mateos y Alonso Pascual (1957, 1959) estudiaron la mineralogía de los depósitos litorales, identificando la presencia de piroxenos en el río Palancia, procedentes del drenado de materiales volcánicos de la Cordillera Ibérica. Estos autores también reconocieron la presencia de materiales volcánicos en las costas valencianas derivados de la erosión de las islas Columbretes.

En 1961, Menéndez Amor y Florschütz (1961a, 1961b) llevan a cabo el análisis polínico de la turbera de Torreblanca, situada al Norte de la zona de estudio, y consiguen datar, a partir de métodos isotópicos de C14, el inicio de la formación de turba en torno a los 6280 ± 85 años. Además describen, de forma sintética, la columna estratigráfica del humedal describiendo, de base a techo: arcillas grises, turba negra, turba fibrosa y arcillas. A partir de sus datos polínicos señalan que la composición de los bosques se mantuvo bastante constante, con predominio del *Pinus* sobre el *Quercetum mixto*. Incluso reconocen una transgresión marina en torno a los 4120 ± 60 a. BP a partir de la invasión del cordón litoral sobre los depósitos lacustres.

Un gran avance en la caracterización y análisis de la evolución de los depósitos cuaternarios de las llanuras costeras levantinas se produce en 1963 con el trabajo, fundamentalmente geomorfológico, de Roselló, en el que se aportan los primeros datos, aunque deslavazados, sobre el origen de los depósitos que rellenan las cubetas terciarias y la posible evolución reciente de la línea de costa, a partir de observaciones de campo y de la recopilación de mapas históricos, y reconoció, la fuerte erosión que está sufriendo la playa del Quadro, al sur de Benicasim, donde se está formando un cantil de materiales turbosos sometido a la erosión del mar. Este trabajo sirve de referencia a un gran número de estudios posteriores sobre la geomorfología litoral de la costa valenciana (Roselló, 1975, 1985, 1986, 1993, 1995; Mateu, 1982; Mateu *et al.*, 1985; Pardo, 1991; Sanjaume, 1985a, 1985b, 1987; Sanjaume *et al.*, 1991, 1996; Sanjaume y Pardo, 2000; Segura, 1995; Segura *et al.*, 1995; Viñals, 1991, 1999; Viñals y Fumanal, 1995; Fumanal y Dupré, 1986; Fumanal, 1996; Rey y Fumanal, 1996; Carmona, 1990; Carmona *et al.*, 1990).

En una primera parte del artículo de Roselló (1963) se hace una síntesis geológica a partir de datos de campo y sondeos, y de los análisis de la descripción fisiográfica del trabajo de Sos Baynat (1949), Brinkmann (1931) y de los mapas geológicos de la zona (Dupuy de Lôme, 1959; Templado y Meseguer, 1949, 1950a, 1950b, 1950c). En resumen, se propone que toda la llanura está compuesta por un enorme glacis de erosión de edad Pleistoceno superior, el cual presenta variaciones de composición y de espesores a lo largo de la llanura, desde arenas o arcillas hasta conglomerados y gravas cementadas por una matriz rojiza, situando los mayores espesores en los deltas de los ríos actuales y los menores en las proximidades de los relieves mesozoicos. En la zona de desembocadura de los ríos Mijares y Palancia los depósitos pliocuaternarios alcanzarían potencias de 150 m y entre 60 y 100, respectivamente.

Según sus conclusiones, las gravas pleistocenas, en las zonas cercanas a la costa, estarían recubiertas por materiales arcillosos de origen coluvial, una interpretación muy similar a la que propuso Goy (1978), según la cual estos limos y arcillas pardos son el resultado del lavado y arrastre de los depósitos aluviales rojos (Fig. 3.1).

Goy (1978), determinó que la llanura costera está formada por depósitos de mantos aluviales encostrados de edad Pleistoceno inferior, depósitos encostrados de piedemonte bordeando los relieves mesozoicos de edad Pleistoceno medio y, finalmente, abanicos deltaicos y mantos de arroyada del Pleistoceno superior (Fig. 3.1). El análisis geomorfológico que llevo a cabo le permitió afirmar que la costa septentrional es una zona subsidente que se nutre del glacis erosivo que constituye la Plana Alta de Castellón, o glacis heredado como lo había definido Sos Baynat en 1977 (Fig. 3.1).

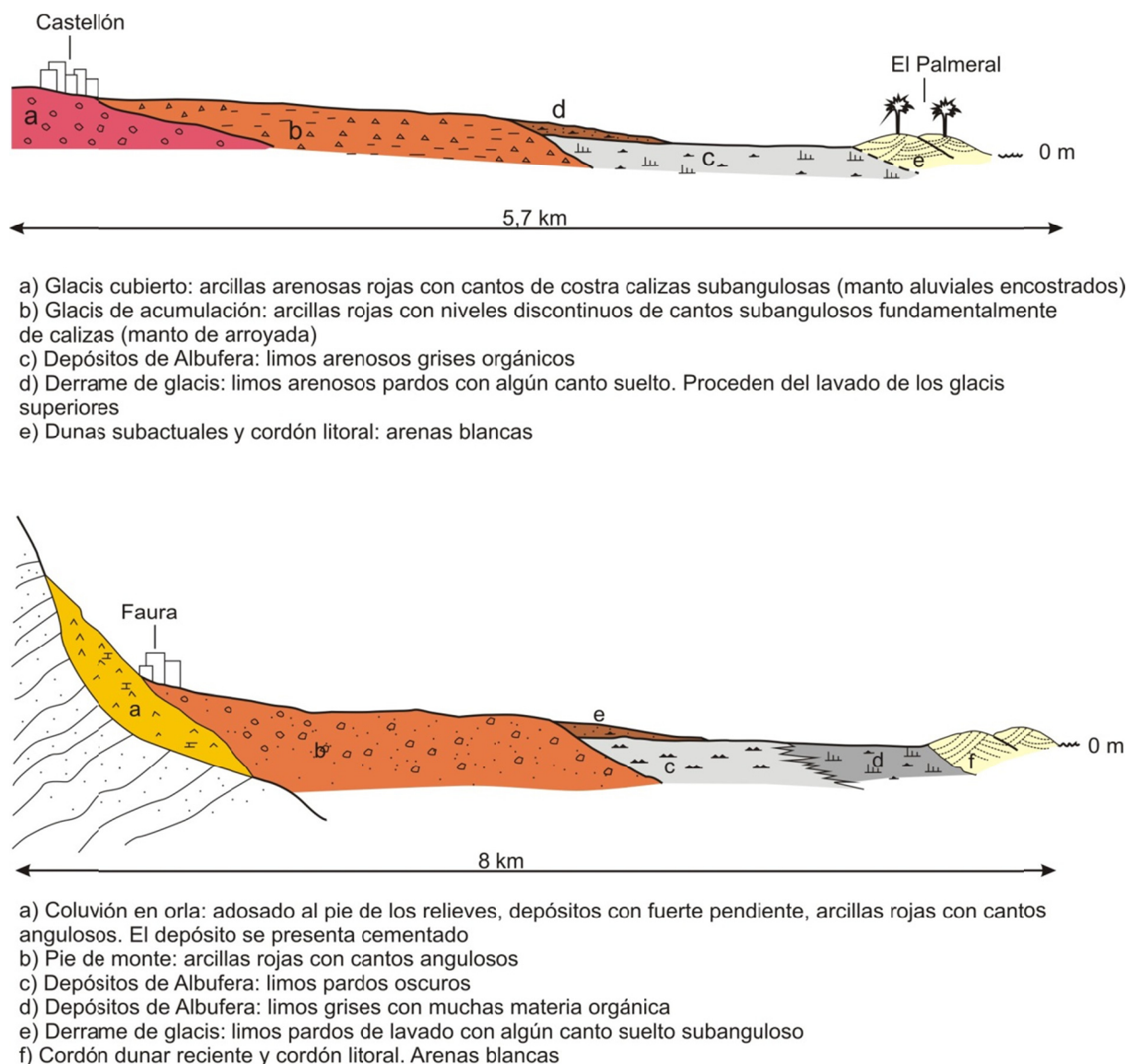


Figura 3.1.- Cortes geológicos transversales a la costa en el área de Castellón y Faura (Modificado de Goy, 1978).

Pérez Cueva (1977, 1979, 1985), por el contrario, interpretó que la llanura costera está compuesta de dos secuencias de abanicos aluviales, que se diferencian en el grado de encostramiento, superpuestas a unos mantos aluviales pliocuaternarios muy cementados (Fig. 3.2). Según este autor, la mayor parte de los depósitos en superficie corresponden a sedimentos fluviales tipo *braided* (trenzado) que alternan con mantos de arroyada; en las zonas más distales se asientan las marismas protegidas de la influencia del mar por estrechos cordones litorales. La primera secuencia tendría una edad Pleistoceno medio y superior (A₁-B₁, Fig. 3.2), mientras que la segunda comenzaría en el Pleistoceno superior hasta la actualidad (A₂-B₂, Fig. 3.2). Además hace un esbozo de los factores que causan este

tipo de sedimentación, atribuyéndolo principalmente al clima y a su carácter “espasmódico y torrencial” y a los cambios del nivel de base del mar.

Apoyando los trabajos de Pérez Cueva (1977 y 1979), Simón *et al.* (1983) describen tres episodios de erosión-depósito para el sistema de fosas del Maestrazgo que culminan en superficies de glacis y terrazas: G3 (Plioceno superior), G2-T2 (Pleistoceno inferior-medio) y G1-T1 (Pleistoceno superior). Tras la sedimentación de G3 y previo a la culminación de G2-T2 se registra un episodio tectónico importante que condiciona la morfoestructura definitiva del área. El último gran episodio morfogenético generalizado en toda el área está representado preferentemente por facies fluviales, más homogéneas litológica y sedimentológicamente que las del segundo nivel. Estas facies se hallan compuestas, casi en su totalidad, por gravas homogéneas, sueltas y redondeadas, en contraste con la superposición de cuerpos discontinuos de conglomerados, fanglomerados y arcillas fuertemente encostrados que constituían la unidad G2-T2. Topográficamente este tercer nivel, G1-T1 (Pleistoceno superior), puede constituir la superficie generalizada de algunos llanos, pero encontramos algunas incoherencias en la edad propuesta para esta superficie, puesto que Sos Baynat (1971, 1981) en su trabajo de recopilación de las unidades superficiales, terrazas, playas, dunas y albuferas, reconoce tres terrazas a lo largo de la Rambla de la Viuda, datándolas como Pleistoceno Medio, y relaciona la formación de una costra carbonatada a lo largo de toda la superficie del glacis heredado con la falta de circulación superficial. Segura (1995) también señaló la existencia de, al menos, 3 ó 4 niveles de terrazas y conos aluviales superpuestos a los depósitos aluviales, además planteó la existencia de una falla entre Burjassot y Tortosa, que separa estos depósitos de la llanura litoral actual.

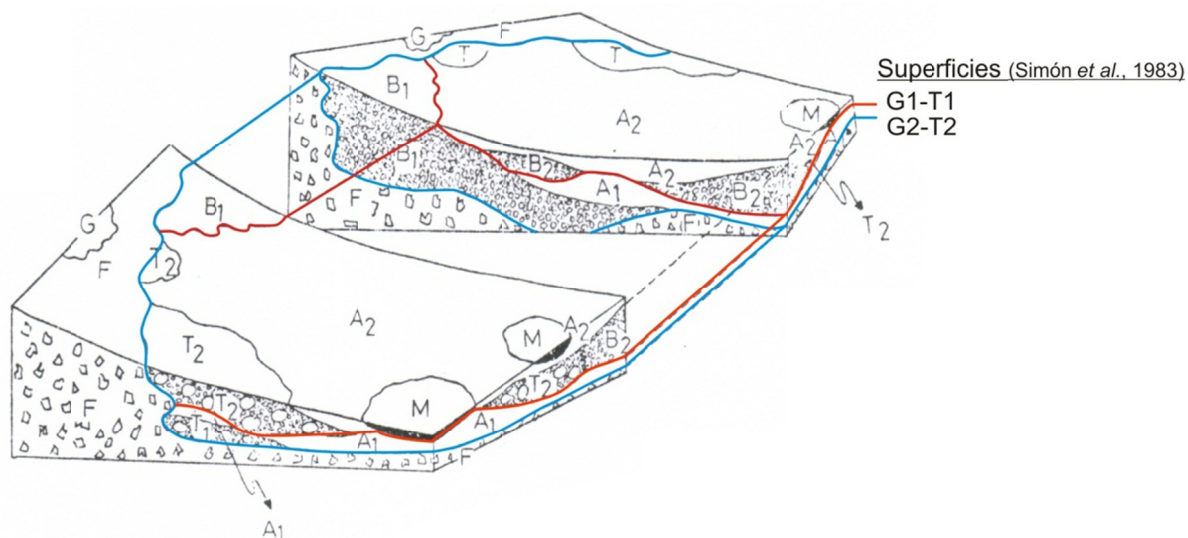


Figura 3.2.- Relleno sedimentario de la Plana de Castellón de Pérez-Cueva (1979) y su relación con las superficies definidas por Simón *et al.* (1983). F: fanglomerados, B₁ y B₂: niveles fluviales, A₁ y A₂: niveles de manto de arroyada, T: terrazas, M: depósitos de marisma, G2-T2: superficie Pleistoceno inferior-medio, G1-T1: superficie Pleistoceno superior (Pérez-Cueva, 1979).

Finalmente, López-Buendía (1995) y López-Buendía *et al.* (1998, 1999) modificaron las interpretaciones realizadas hasta entonces y propusieron que la depresión litoral de Valencia-Castellón fue rellenada por un sistema de abanicos deltaicos de grano grueso alimentados por ríos *braided* progradantes, con grandes estructuras sigmoidales (Fig. 3.3). Estos cuerpos de edad Pleistoceno corresponden a abanicos deltaicos Gilbert de tipo A. Si coinciden estos autores con Goy (1978) al interpretar los limos y arcillas pardos como mantos de arroyada holocenos, distinguiéndolos de los

abanicos deltaicos pleistocenos porque interpretan al inicio del Holoceno se produjo una gran retrogradación de los depósitos aluviales.

En los trabajos citados de López-Buendía, además, se presenta por primera vez una evolución sedimentaria de los depósitos holocenos del litoral castellonense, fundamentalmente de las turbas, y se definen las posibles causas de las distintas variaciones en la sedimentación que se producen en este periodo. Hasta entonces, basándose fundamentalmente en criterios geomorfológicos, se había hecho especial hincapié en determinar en qué momento se había adquirido la morfología actual de costa. Así, Mateu (1982) y Mateu *et al.* (1985), arrastrando los datos de Solé *et al.* (1961) y Maldonado (1972) para el delta del Ebro, afirman que entre el 10.000 y el 6.000 a. BP se trasladó la línea de costa del óvalo valenciano hacia una posición cercana a la actual, incluso relacionaron el yacimiento del Assut d'Almassora con la aparición de un estuario en la desembocadura del río Mijares.

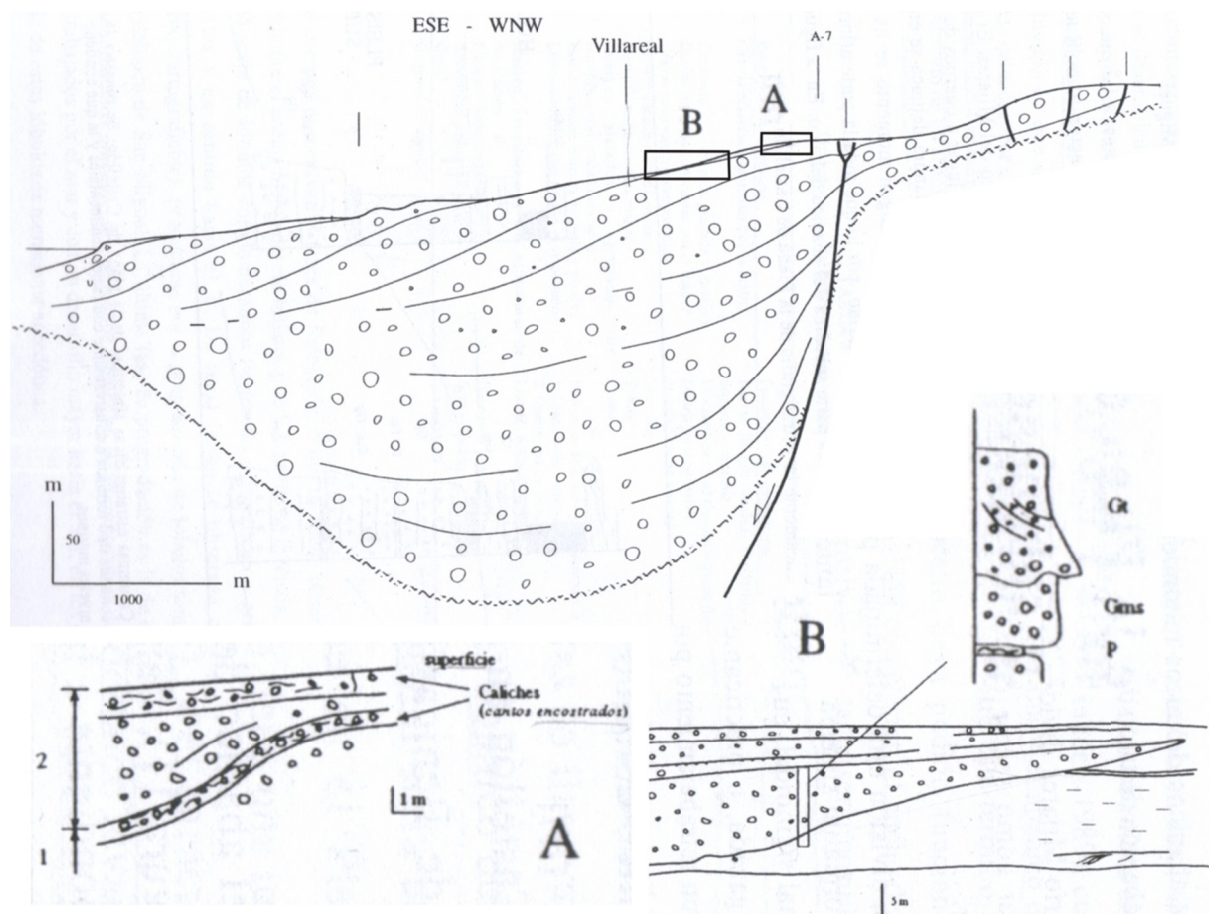


Figura 3.3.- Modelo de abanico deltaico con clinoformas de la llanura costera de Castellón (López-Buendía, 1995).

Para el periodo comprendido entre 10.000 – 6.000 a BP, López- Buendía (1995) plantea que la transgresión Flandriense favorece el cierre paulatino de las pequeñas bahías formadas entre los abanicos aluviales por cordones litorales, que se desarrollan desde los relieves pleistocenos preexistentes (al norte) hacia los abanicos más meridionales, hasta configurar un modelo de islas barrera con una clara influencia de las corrientes marinas de deriva de dirección N-S.

Esta idea también la apoyan los trabajos sobre la calcoarenita de Almenara (Sanjaume, 1985b y Sanjaume *et al.*, 1991) en los que se afirma que el cordón litoral actual del marjal se origina a partir del crecimiento y exposición de una barra submarina holocena, aunque en este caso los autores

proponen, además, la existencia de una posible flecha anterior (pleistocena) sobre la que se puede apoyar la flecha holocena. Esta flecha pleistocena sería observable en superficie en el interior del marjal, aunque en su mayor parte estaría recubierta por sedimentos palustres y podría explicar la presencia del yacimiento arqueológico epipaleolítico (6.500 a. BP) del Estany de Gran Almenara que se encuentra 9 m de profundidad.

Según López-Buendía (1995) y López-Buendía *et al.* (1998, 1999), hacia 6000-5500 BP se formó el cordón litoral, que aísla un *lagoon* de agua dulce. El nivel piezométrico ascendió a causa de la elevación del nivel del mar, coincidiendo con un periodo climático cálido y húmedo. Este *lagoon* daría lugar a la cuenca palustre donde se depositaron las turberas que se reconocen en la actualidad. Roselló (1963) ya sostenía que los humedales valencianos se habían formado después de la transgresión Flandriense y en un estudio de los humedales valencianos (Roselló, 1993) interpretó que los cordones litorales se formaron alrededor de 6.000 a 5.000 a. BP por emersión de barras submarinas, que dejaron tras de sí los humedales. Las edades que apunta este último trabajo se plasman en otros estudios del litoral valenciano, como el realizado por Dupré *et al.* (1988) en el *lagoon* de Pego, al sur de Valencia, en el que analizaban su evolución y reconocían un máximo transgresivo en torno a los 72.000 a. BP, asociado al final del estadio isotópico 5e. Posteriormente, se produjo la progradación de los sistemas continentales aluviales, que terminaron estabilizándose y formando un sistema de turberas datadas entre 7.790 y 8.300 a. BP. Así, la transgresión Flandriense se reconoce a partir de la intrusión de sedimentos de playa entre las turbas, situándose el máximo transgresivo, según las dataciones obtenidas, alrededor de 5.000 a. BP.

Esta interpretación, sin embargo, no coincide con la propuesta por Carmona (1990) para la evolución de la llanura aluvial del río Turia, según la cual se identificarían tres periodos de sedimentación principales durante el Pleistoceno superior y Holoceno, correspondientes a: la regresión marina pleistocena, la fase transgresiva Flandriense y la fase de aluvionamiento reciente. Muy parecida es la conclusión de Sanjaume y Carmona (1995) para la Albufera de Valencia, o Segura *et al.* (1997) para la Albufera de Torreblanca, en las que, a partir del análisis de varios sondeos, distinguen la trasgresión marina Flandriense, tras la cual, se formó una barra que recibe los aportes de los barrancos periféricos, cerrando la bahía.

Con el propósito de explicar la evolución reciente de los materiales holocenos y las causas de las posibles variaciones en la sedimentación, López-Buendía (1995) y López-Buendía *et al.* (1998, 1999) recurrieron al análisis de los datos geoquímicos de los depósitos de turba. Para ello perforaron pequeños sondeos (no superaban los 5 m) en los humedales de Torreblanca, Benicasim y Moncofar. El estudio se basaba en el análisis químico con espectrometría óptica de emisión atómica y de masas, ambos con plasma inductivamente acoplado (ICP-AES e ICP-MS, respectivamente), sobre muestras de sedimento, recogidas en los puntos de los testigos que mostraban un cambio de litología. Así, considerando el incremento relativo en el contenido de boro, bromo y yodo a lo largo de tres columnas estratigráficas y utilizando dataciones de C^{14} propusieron dos nuevas elevaciones del nivel del mar, en torno 3.100 – 3.000 a. BP y a 1.700 a. BP. Al menos una de estas trasgresiones, se ha identificado mediante variaciones en los ostrácodos y foraminíferos de los marjales de Benicasim y Torreblanca (Usera *et al.*, 1996a, 2002).

En el marjal de Benicassin, Usera *et al.* (1996a, 2002) realizaron un sondeo de 4,5 m en el que, de base a techo, describieron: arcillas grises (0,5 m), turbas fibricas, sápricas y hémicas (3m) y arcillas turbosas y pardo grisáceas. Las asociaciones de foraminíferos aglutinados recogidos a lo largo de dicho sondeo registran a 4 m un evento de baja salinidad mientras que en torno a 1,25 m se distingue

un incremento de la diversidad asociado a un episodio de alta salinidad. También en la turbera de Torreblanca se reconoce un aumento de salinidad en la vertical, pero en ninguno de los dos casos se dispone de dataciones que permitan localizar estos eventos en la escala temporal. En esta turbera, Collado y Robles (1983) intentaron reconocer la influencia de las aguas marinas a partir de una revisión de las asociaciones de moluscos que predominan en el humedal, utilizando como base el trabajo de clasificación de los gasterópodos que habitan en los humedales valencianos que llevó a cabo Madurga (1973).

En resumen, se puede afirmar que existen algunas discrepancias tanto en el origen como en la edad de los sistemas deposicionales que rellenan las llanuras costeras castellonenses, como en la edad de éstos. Además, exceptuando el análisis de los materiales aluviales pleistocenos de Pérez-Cueva (1977, 1979, 1985), no parece haberse ahondado suficientemente en la evolución del relleno sedimentario y, menos aún, de los depósitos más recientes, sólo analizada por López-Buendía (1995), quien presenta una estratigrafía y geoquímica muy sencilla y, por tanto, un análisis de la evolución sedimentaria y de los factores de sedimentación muy sintético, con una resolución temporal, en general, muy baja.

3.1.3. Contexto geomorfológico

En las últimas décadas, el número de trabajos sobre la geomorfología litoral de la Comunidad Valenciana ha ido incrementándose debido al progresivo interés social por la evolución de las costas y sobre todo de las playas (Sanjaume, 1985a, 1987; Sanjaume *et al.*, 1991, 1996; Sanjaume y Pardo, 2000; Segura 1995; Segura *et al.*, 1995; Viñals, 1991, 1999; Viñals y Fumanal, 1995; Fumanal y Dupré, 1986; Fumanal, 1996; Rey y Fumanal, 1996; Carmona, 1990; Carmona *et al.*, 1990). Dichos trabajos, en general, no abarcan una escala temporal larga pero sí permiten explicar las condiciones de sedimentación de los ambientes costeros actuales y estas condiciones pueden trasladarse al registro del pasado. A continuación, citaremos algunos de los trabajos que podrán resultar de interés en capítulos posteriores.

Sanjaume (1985a) realizó una caracterización sedimentaria de las costas según su granulometría, mineralogía y morfología, dividiendo el litoral valenciano en cuatro sectores. El sector de la costa del Mijares, que abarca nuestra zona de estudio, presenta playas de fracción gruesa procedente de los ríos autóctonos, exceptuando la playa entre Benicasim y Castellón, en la que el sedimento procede del Delta del Ebro.

Roselló (1986) abordó la intensa antropización del litoral valenciano, principalmente afectado por la construcción de puertos y escolleras en el último siglo. Estas construcciones han propiciado el aumento de la extensión longitudinal/lateral de las playas, incluso más de 300 m, en el borde septentrional de las mismas y erosión en el tramo meridional a la construcción, a causa de la deriva litoral dominante hacia el Sur.

Pardo (1991) analiza los distintos agentes modificadores del litoral valenciano, con especial atención a la actividad antrópica y a la evolución reciente de la línea de costa. Destaca la erosión de la línea costera en los últimos 2.000 años por la actividad humana que modifica el sistema litoral actuando principalmente sobre las corrientes de deriva y los aportes detríticos. A partir de una serie de mareógrafos calcula una tasa de subida del nivel del mar de 1mm/año aunque con variaciones estacionales.

Un aspecto relevante que hemos de tener en cuenta para el desarrollo de esta memoria es el buen conocimiento que se tiene del acuífero que aporta las aguas a los humedales costeros, y sobre todo su hidroquímica, puesto que esperamos crear un modelo de sedimentación de los humedales utilizando como herramientas la estratigrafía y la geoquímica.

Los datos más interesantes proceden principalmente de un informe del ITGE (1989a), que muestra el balance hídrico del acuífero destacando el equilibrio que, en condiciones naturales, existe entre el volumen de salidas y entradas, situando la interfase entre agua dulce y el agua salina marina aproximadamente en la línea de costa. Este hecho es ratificado en trabajos posteriores (Giménez, 1994; IGTE, 1996a; Tuñón, 2000; Fullana, 2001), que, además, reconocen, según los mapas de isocloruros, que en la actualidad existe una intrusión marina en las áreas más occidentales de los marjales de Almenara y Benicasim, donde es más intensa la explotación agraria. Tuñón (2000) estudió la composición química del acuífero y la procedencia de los elementos, y relacionó la presencia del ion cloruro y de los cationes de Na y K con las intrusiones marinas, la aparición o abundancia de sulfatos con el control estructural procedente de los relieves mesozoicos y la presencia del catión Ca que puede estar asociado tanto a las aguas sulfatadas como a la intrusión marina. Otros, como el Mg puede estar vinculado a varios orígenes. Según Giménez y Morell (1992) y López-Buendía *et al.* (1999) los iones Br y B pueden ser indicadores fiables de la intrusión marina.

3.2. CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR

3.2.1. Causas

Los numerosos trabajos sobre depósitos litorales recientes, entendiendo por éstos los formados durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno, señalan las variaciones del nivel mar como el factor más determinante en la sedimentación costera y márgenes continentales (Zazo *et al.*, 1994, 2008; Lario *et al.*, 1995; Goy *et al.*, 1996, 2003; Rodríguez-Ramírez *et al.*, 1996, 2003; Ercilla *et al.*, 1996; Dabrio *et al.*, 1999, 2000; Fernández-Salas, 2008; Fernández-Salas *et al.*, 2010). Resulta por lo tanto necesario determinar el grado de conocimiento que se tiene sobre las causas que han propiciado las variaciones del nivel del mar durante este periodo, para lo cual se ha recopilado la información relativa a los distintos registros utilizados para reconocer tanto las oscilaciones como el origen de éstas.

Conviene, no obstante, comenzar introduciendo los factores a los que se ha recurrido para explicar las variaciones del nivel del mar.

Mörner (1976, 1980, 1996) describió los factores que controlan la posición relativa del nivel de mar y sus variaciones, a partir de los procesos que afectan tanto a las masas oceánicas (eustáticas y locales) como a las zonas continentales (movimientos corticales y compactación), asumiendo que el nivel relativo del mar se mide entre la superficie del mar y un datum local terrestre, de forma que la variación de cualquiera de las dos modificará la posición del nivel relativo del mar (Vail *et al.*, 1977), (Fig. 3.4).

Mörner (1986), definió eustasia como cambios en el nivel del océano, independientemente de las causas, y propuso tres factores fundamentales para explicarlos: variaciones en el volumen de las masas de agua debido al desarrollo de glaciares y casquetes polares (glacio-eustasia); variaciones en los volúmenes de las cuencas (tectono-eustasia); y variaciones en el geoide, cambios en la superficie topográfica del mar debido a variaciones de la intensidad y/o volumen de las corrientes oceánicas más importantes provocadas por cambios en la salinidad, temperatura, presión atmosférica...y variaciones en la rotación de la Tierra (eustasia geoidal).

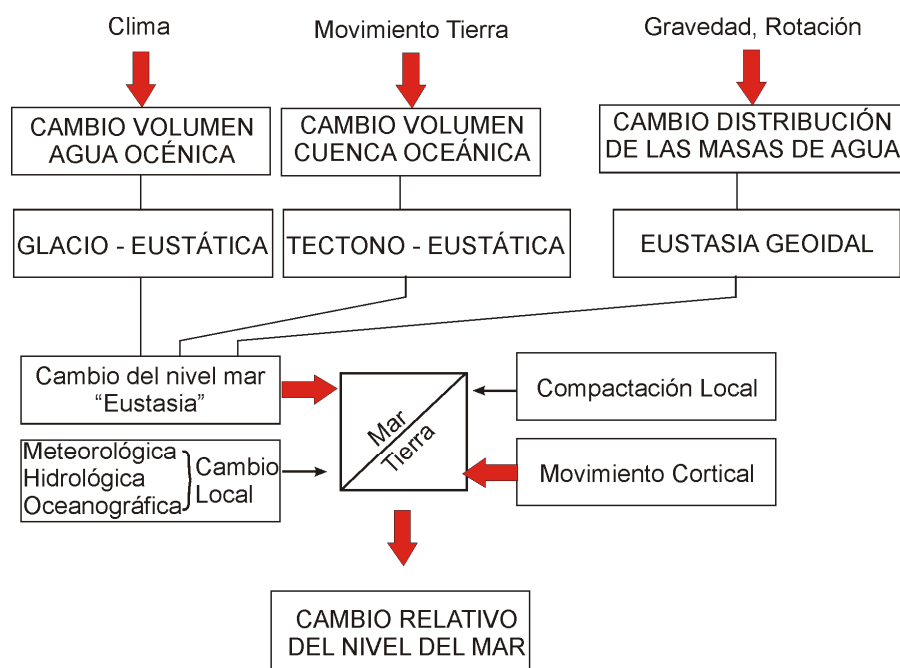


Figura 3.4.- Factores del cambio relativo del nivel del mar que actúan sobre los océanos y los continentes (Modificada de Mörrer, 1980).

Estos tres factores se han utilizado para explicar las principales variaciones eustáticas registradas a escala global a lo largo de la historia geológica. Dichas variaciones parecen producirse con una cierta ciclicidad, y han sido clasificadas por Vail *et al.* (1991) del 1º al 5º orden según la magnitud de sus efectos, siendo la de primer orden las de más amplitud y duración. Las dos primeras con duración de más de 50 ma y entre 3 y 50 ma, respectivamente, se explican fundamentalmente por cambios en la capacidad de las cuencas oceánicas, mientras las tres últimas, con ciclos de 0,5 – 3 ma para las de 3º orden, y 0,5 ma y 10 ka para las de 4º y 5º orden, se originan por cambios en el volumen de agua oceánica, causado por cambio climático.

Los cambios eustáticos del Cuaternario son el resultado de varios de los procesos antes expuestos pero los cambios más significativos se deben al crecimiento y la ablación de los glaciares cuaternarios, es decir, glacio-eustáticos.

3.2.2. Criterios estratigráficos para el análisis de los depósitos de márgenes continentales

Este apartado recoge una breve descripción de la estratigrafía secuencial que tradicionalmente se utiliza para construir la arquitectura estratigráfica de los márgenes continentales, y es la base de la determinación de las variaciones eustáticas. Nos centraremos sólo en los conceptos que se usaran en este trabajo y que sirvan para su comprensión, pero son numerosos los trabajos que se pueden consultar y que abordan más ampliamente los fundamentos de la estratigrafía secuencial (Posamentier y Vail 1988; Galloway, 1989; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991; Posamentier y James, 1993; Emery y Myers, 1996; Catuneanu *et al.*, 1998, 2009, 2010, 2011; Catuneanu, 2002, 2006; Zecchin, 2010; Zecchin y Catuneanu, 2013).

La estratigrafía secuencial intenta subdividir el registro sedimentario en unidades genéticamente vinculadas y limitadas por superficies con significado cronoestratigráfico, e interpretar dichas unidades con respecto a los cambios en el espacio de acomodación. La estratigrafía secuencial deriva

de la estratigrafía sísmica que surgió para analizar los datos de sísmica de reflexión del grupo de trabajo de Vail y sus colaboradores (Vail *et al.*, 1977), (Fig. 3.5).

Las secuencias de depósito son la base de la estratigrafía secuencial. El término de secuencia fue introducido por Sloss *et al.* (1949) para designar una unidad estratigráfica limitada por discontinuidades subáreas. La secuencia, posteriormente, fue definida por Mitchum (1977) como parte de una sucesión estratigráfica relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, cuyo techo y base son discontinuidades y sus superficies correlativas. Este concepto más abierto permitió la existencia de una variedad de aproximaciones alternativas (Fig. 3.5), con diferentes definiciones de secuencias y superficies (Fig. 3.6). Las secuencias deposicionales están limitadas por discontinuidades subáreas y las superficies marinas equivalentes (Vail, 1987; Posamentier *et al.*, 1988; van Wagoner *et al.*, 1988, 1990; Vail *et al.*, 1991; Hunt y Tucker, 1992; Catuneanu *et al.*, 2011); la estratigrafía genética limita las secuencias por superficies de máxima inundación (Galloway, 1989); y las secuencias transgresivas-regresivas (T-R), también llamadas ciclos T-R, están limitadas por superficies de máxima regresión (Johnson y Murphy, 1984). En la práctica se utiliza el modelo conceptual que mejor se adapta al sistema deposicional que se está estudiando.

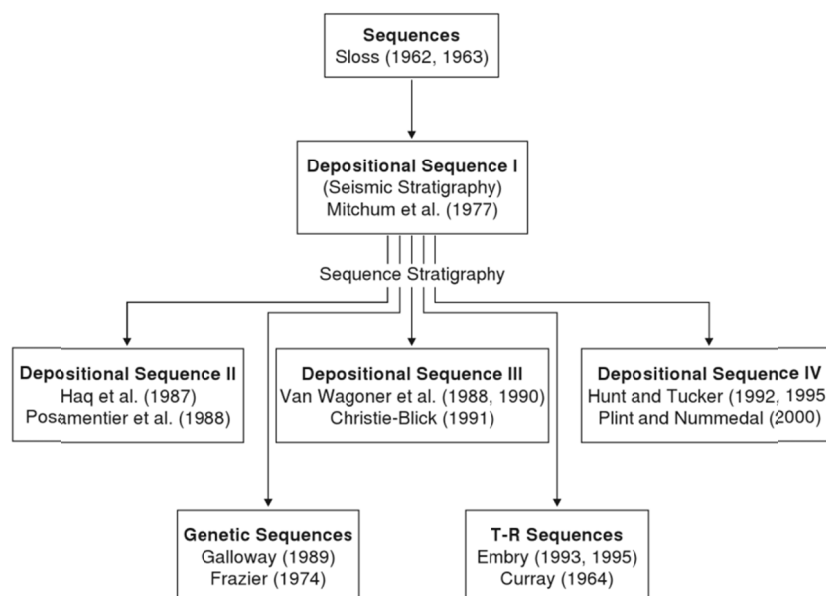


Figura 3.5.- Tipos de estratigrafía secuencial según los criterios utilizados para delimitar las secuencias (Catuneanu, 2002; modificado de Donovan, 2001).

El límite de las secuencias deposicionales, según la definición de Sloss *et al.* (1949), es una discontinuidad (discordancia o disconformidad) que se forma en condiciones subáreas debido a la retirada del mar (regresión).

La superficie de máxima transgresión (MFS; Posamentier *et al.*, 1988; van Wagoner *et al.*, 1988) corresponde a la máxima transgresión de la línea de costa y marca un cambio entre un cortejo transgresivo y regresivo (Helland-Hansen y Martinsen, 1996; Catuneanu, 2006). Supone el cambio de un estilo retrogradante a uno progradante durante un ascenso continuado del nivel base cuando la sedimentación supera la tasa de ascenso (Catuneanu, 2002). La MSF normalmente es una superficie diacrónica (Catuneanu *et al.*, 2009).

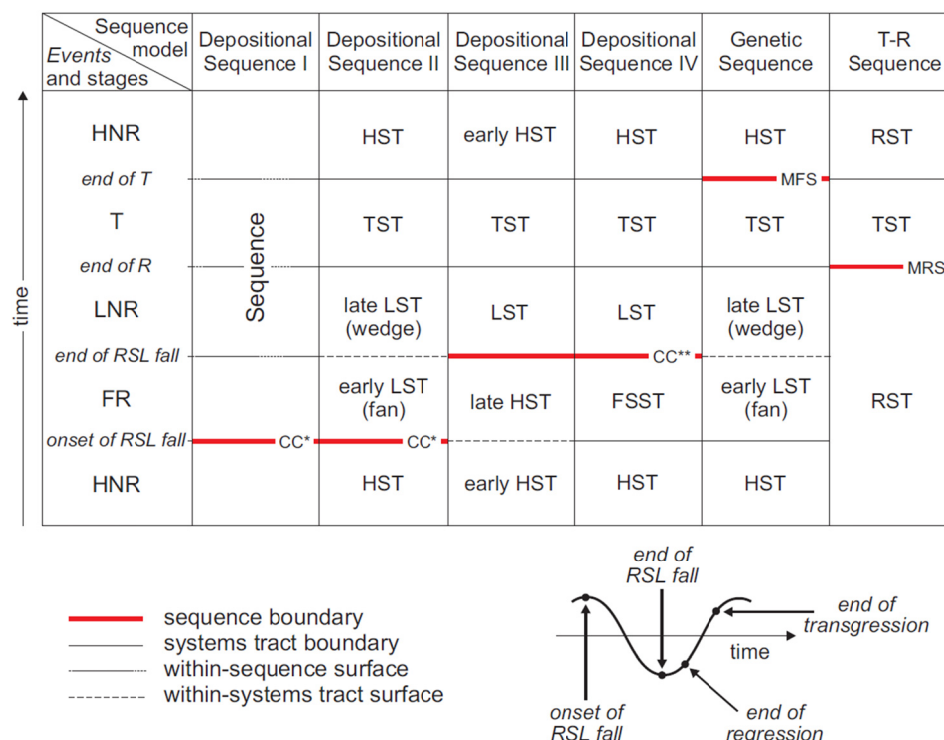


Figura 3.6.- Nomenclatura de los cortejos sedimentarios y límites de secuencias para los diversos enfoques de la estratigrafía secuencial. Abreviaturas: RSL-nivel relativo del mar; T-transgresión; R-regresión; FR-regresión forzada; LNR-regresión normal del nivel del mar bajo; HNR-regresión normal de nivel del mar alto; LST-cortejo sedimentario de nivel del mar bajo; TST-cortejo sedimentario transgresivo; HST-cortejo sedimentario de nivel del mar alto; FSST- cortejo sedimentario de caída del nivel del mar; RST-cortejo sedimentario regresivo; T-R-transgresión-regresión; CC*-superficie de correlación en el sentido de Hunt y Tucker (1992); MFS-superficie de máxima inundación; MRS-superficie de máxima regresión (Catuneanu *et al.*, 2011).

La superficie de máxima regresión (MRS; Helland-Hansen y Martinsen, 1996), también conocida como “superficie transgresiva” (Posamentier y Vail, 1988) separa depósitos transgresivos sobre regresivos. En ambientes marinos la MRS se distingue por el cambio de un empaquetamiento progradante a un estilo retrogradante durante el ascenso del nivel de base, y la tasa de sedimentación no compensa dicho ascenso. Hacia centro de la cuenca, la MRS puede coincidir con la MSF si los depósitos transgresivos no se acumulan o son eliminados por los procesos erosivos transgresivos (Catuneanu, 2002; Zechin y Catuneanu, 2013).

Según la situación de los depósitos estudiados respecto a la cuenca los tipos de secuencias pueden incluir, a su vez, discontinuidades dentro de ellas (Fig. 3.7), por ello se redefinió el concepto de secuencia como una sucesión de estratos depositados durante un ciclo completo de cambio en la acomodación o el aporte sedimentario (Catuneanu *et al.*, 2009). Esta especificación permite diferenciar las secuencias de depósito de los cortejos sedimentarios. Un cortejo sedimentario es la unión de sistemas deposicionales contemporáneos, formando la subdivisión de una secuencia (Brown y Fisher, 1977), es decir, son el conjunto de depósitos con diversas facies que se sedimentan en unas determinadas condiciones. La arquitectura interna de un cortejo sedimentario puede variar con la escala de observación, desde una sucesión de facies a un conjunto de parasecuencias o un conjunto de secuencias de alta frecuencia.

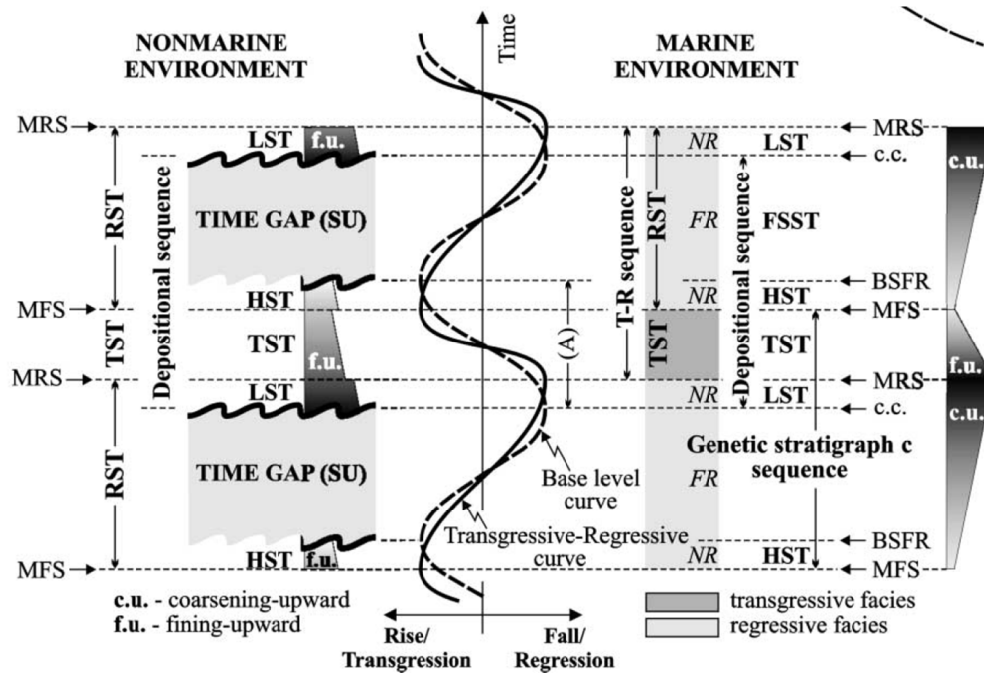


Figura 3.7.- Secuencias, sistemas deposicionales y superficies estratigráficas definidas en relación al nivel de base y las curvas T-R. SU-discontinuidad área; c.c.-superficie correlación; BSFR-superficie basal de regresión forzada; MRS-superficie de máxima regresión; MFS-superficie de máxima inundación; R-superficie de erosión; (A)-espacio de acomodación positivo (ascenso del nivel de base); NR-regresión normal; FR-regresión forzada; LST-cortejo deposicional de nivel de mar bajo; TST-cortejo deposicional transgresivo; HST-cortejo deposicional del nivel del mar alto; FSST- cortejo sedimentario de caída del nivel del mar; RST-cortejo deposicional regresivo; DS-secuencia de depósito; GS-secuencia estratigráfica genética; TR-secuencia transgresiva-regresiva (Catuneanu, 2002).

El cortejo sedimentario transgresivo (TST) está compuesto por materiales que se depositaron durante un ascenso eustático que produce una transgresión marina o con un modelo de apilamiento retrogradante durante un ascenso relativo del nivel del mar (Fig. 3.8). El TST está limitado en la base por una superficie de máxima regresión o superficie erosiva y en el techo por una superficie de máxima inundación (Fig. 3.7).

El cortejo sedimentario regresivo (RST) comprende un conjunto de materiales depositados, o durante una caída eustática, o con un modelo de apilamiento progradante durante un descenso relativo del nivel del mar. Pero también se pueden formar cortejos progradantes durante un intervalo de nivel mar más o menos estable. Dentro de este cortejo se puede diferenciar entre cortejo de nivel mar alto (HST), cortejo de caída del nivel del mar (FSST) y cortejo de nivel del mar bajo (LST). El HST se forma cuando el nivel mar ocupa una posición alta entre una subida y la siguiente bajada; su límite inferior es la superficie de máxima inundación y la superior es una discontinuidad subaérea o su superficie equivalente (Posamentier y Allen, 1999), (Figs. 3.7. y 3.8). El cortejo de caída del nivel del mar (FSST) se forma cuando el nivel del mar ocupa una posición baja y antes del inicio de la siguiente subida; es el producto de una regresión forzada y la caída del nivel de base genera en la zona continental la formación de una discontinuidad subaérea (Fig. 3.8). El cortejo sedimentario de nivel del mar bajo (LST) se forma sobre esta superficie, si existe, cuando se inicia el ascenso del nivel mar, aunque el nivel sigue siendo bajo (Fig. 3.8). Normalmente en las zonas litorales, este cortejo rellena entero, o parcialmente, los valles incididos que se formaron sobre los depósitos HST cuando se produjo la regresión forzada (Catuneanu *et al.*, 2011).

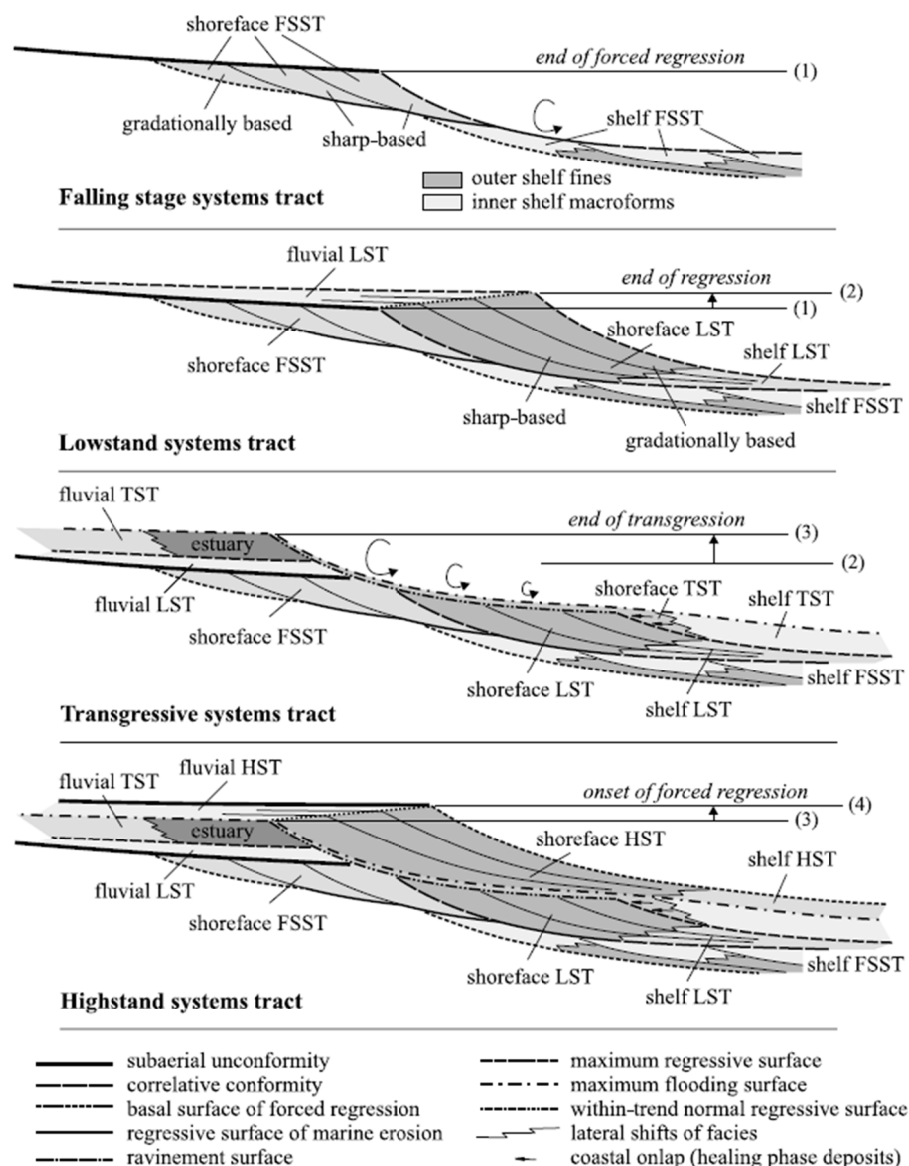


Figura 3.8.- Arquitectura detallada de facies y superficies estratigráficas en la zona de transición entre los ambientes marinos y fluviales de poca profundidad, en un plataforma tipo (Catuneanu, 2002).

La distribución vertical de un conjunto de parasecuencias puede ser clasificada en progradante, agradante o retrogradante (van Wagoner et al., 1990) y conformar las subunidades de secuencias de depósito o cortejos sedimentarios de mayor escala (Catuneanu et al., 2010, 2011).

Una parasecuencia, en su definición original, es una sucesión de facies con tendencia a la somerización limitada por superficies de inundación marina o sus superficies correlativas (van Wagoner et al., 1988, 1990). Una superficie de inundación marina es una discontinuidad litológica en la cual hay un cambio brusco de facies que normalmente indica un incremento abrupto en la profundidad. Por tanto, una parasecuencia representa un intervalo de tiempo durante el cual se produce una subida relativa del mar limitada por otra nueva subida, con un periodo de estabilización entre ambas, pero sin descenso del nivel del mar (Mitchum et al., 1977). Este concepto suele ser aplicado en zonas costeras, o muy someras, donde se forman las superficies de inundación, pero si estas no pueden identificarse, las superficies de máxima regresión de alta frecuencia sirven para definir ciclos de cambios de tendencia (progradación-retrogradación), (Catuneanu et al., 2010). En estos casos, se

puede usar la estratigrafía genética de alta frecuencia y ciclos T-R para definir la arquitectura (Spence y Tucker, 2007).

Tradicionalmente, los estudios litorales y marinos del cuaternario abarcan una escala de trabajo que les ha permitido utilizar los conceptos de las secuencias deposicionales para describir y estudiar las variaciones relativas del nivel del mar reciente, y por ello se usa como referencia esta nomenclatura a la hora de describir la arquitectura de una nueva área. Pero como veremos en capítulos posteriores no siempre se pueden utilizar los criterios de las secuencias deposicionales y menos cuando se analizan posibles ciclos de 5° o 6° orden, aunque hemos de referenciarlos a ésta para poder correlacionar distintas áreas entre sí. Amorosi y Mili (2001) hacen una breve síntesis de los cortejos sedimentarios característicos para el final del cuaternario basado en los ciclos glacioeustáticos (Fig. 3.9).

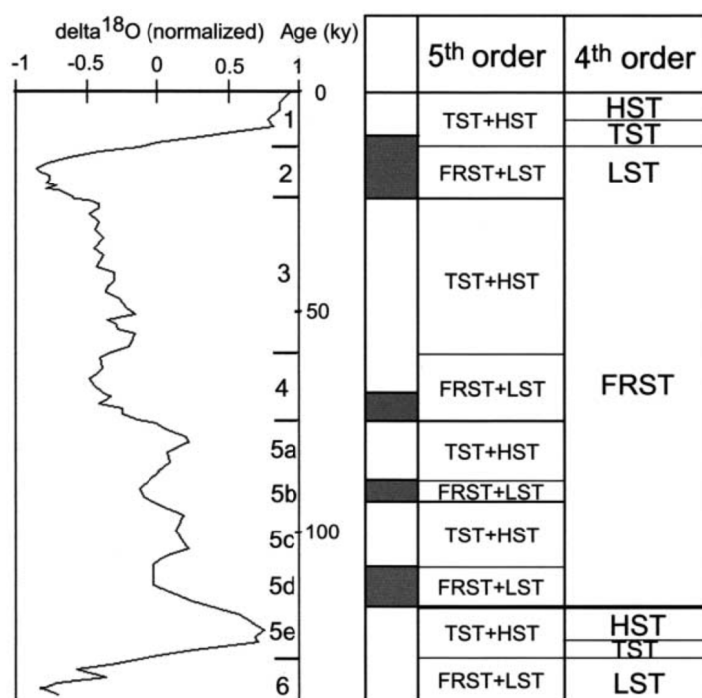


Figura.3.9.- Correlación entre la curva isotópica de oxígeno, los estadios isotópicos marinos y los cortejos sedimentarios según los ciclos eustáticos de 4° y 5° orden. FRST: cortejo sedimentario de regresión forzada; LST: cortejo sedimentario del nivel del mar bajo; TST: cortejo sedimentario transgresivo; HST: cortejo sedimentario del nivel del mar alto (Amorosi y Milli, 2001).

3.2.3. Cambios relativos del nivel del mar durante el periodo Pleistoceno-Holoceno en la Península Ibérica y su entorno.

En general, la posición relativa del nivel del mar durante el periodo Pleistoceno-Holoceno es función de cambios eustáticos, actividad tectónica (no isostasia), hidro-isostática y glacio-isostática. Menos influencia tienen los procesos regionales isostáticos y locales (Zazo, 2006, 2008; Pirazzoli, 2005), aunque son los que pueden contribuir de manera más significativa sobre la posición de la línea de costa de los últimos milenios y, por tanto, la respuesta de los depósitos costeros a los cambios de estos procesos dependerá de su localización geográfica respecto a la posición de los casquetes glaciares, aportes de agua dulce o corrientes oceánicas, entre otros. En concreto, para la costa meridional de la Península Ibérica son importantes las condiciones meteorológicas, tectónicas e intercambios de las aguas oceánicas atlánticas y mediterráneas (Somoza *et al.*, 1991; Zazo *et al.*, 1996, 2008; Días *et al.*, 2000; Dabrio *et al.*, 2000). Actualmente, el factor estérico (aumento de calor del océano) como promotor del aumento del volumen del mar y, por tanto, de la elevación del nivel del

mar, está adquiriendo una gran relevancia por su posible implicación en el Cambio Climático (Cacho *et al.*, 2001; Goy *et al.*, 2003; Moreno *et al.*, 2005; Zazo, 2006).

Los métodos que se han utilizado para obtener las curvas del nivel del mar durante el Pleistoceno y Holoceno incluyen modelos matemáticos, análisis de terrazas marinas coralinas, estudios geológicos, paleontológicos o arqueológicos de sistemas costeros (normalmente, deltas y cordones litorales), estudios geoquímicos de foraminíferos, biomarcadores moleculares en fondos marinos y análisis de sismica de alta resolución en las plataformas marinas. El resultado final se puede resumir en la síntesis que presenta la Figura 3.10.

En el intervalo comprendido entre el Pleistoceno Superior y Holoceno se ha caracterizado un ciclo eustático asimétrico de 4º orden, desarrollado en los últimos 130 ka (Chiocci *et al.*, 1997), (Fig. 3.10) y modulado por ciclos de 5º y 6º orden, de mayor frecuencia (Lobo, 1995; Somoza *et al.*, 1998; Dabrio *et al.*, 2000; Hernández-Molina *et al.*, 2000; Amorosi y Milli, 2001; Amorosi *et al.*, 2005; Rabineau *et al.*, 2006; Ercilla *et al.*, 2010; Lobo *et al.*, 2014).

A partir de modelos matemáticos de carga y descarga debido al crecimiento de los casquetes de hielo, es decir, sólo teniendo en cuenta el factor glacio-eustático se llegó a una primera aproximación del nivel del mar para el Último Periodo Glacial (22 – 20 ka), de forma que el nivel del mar estaría en torno a 120 m por debajo del nivel del mar actual (Peltier, 1987, 2002; Fairbanks, 1989, 1990; Lambeck y Nakada, 1990), (Fig. 3.11), que ha ido corroborándose a partir de la posición relativa de los corales y su crecimiento en diversos puntos del planeta (Bard *et al.*, 1990a, 1996; Chappell y Polach, 1991; Edwards *et al.*, 1993), (Fig. 3.11) y de las morfologías de los depósitos en las plataformas marinas (Hernández-Molina, 1993; Hernández-Molina *et al.*, 1994, 2000).

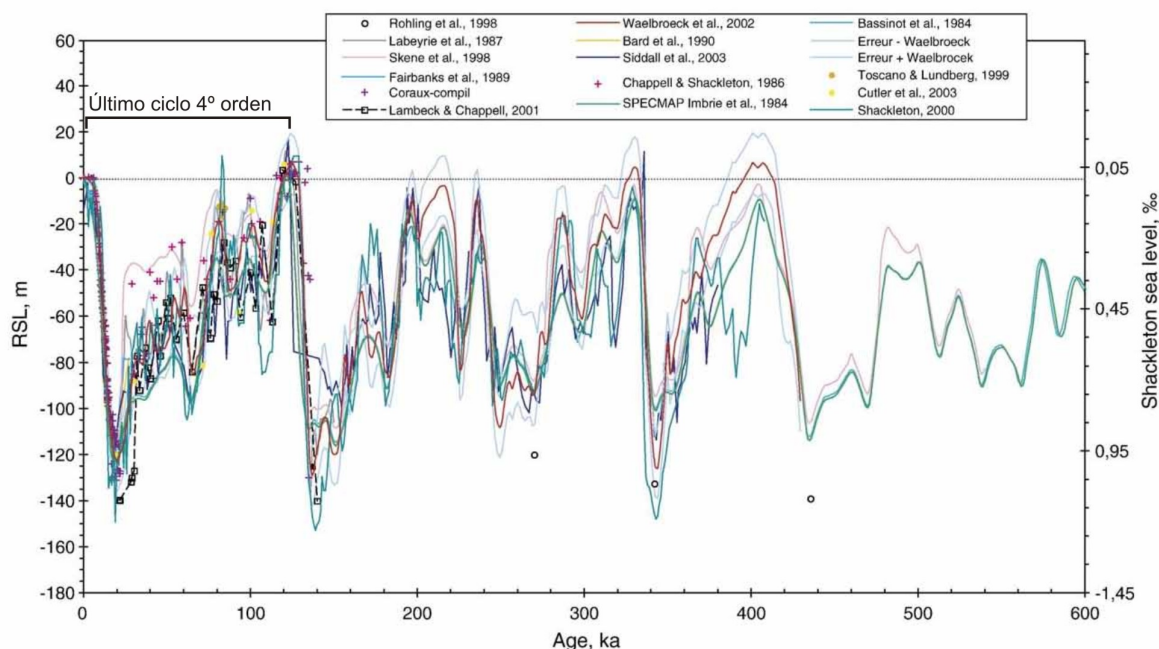


Figura 3.10.- Síntesis de datos del nivel del mar obtenidos a partir de modelos glacio-eustáticos, estratigráficos y medidas puntuales donde se reconoce el último ciclo de 130 ka (Modificada de Rabineau *et al.*, 2006).

En las plataformas marinas éste periodo se caracterizó por la sedimentación de complejos de nivel del mar bajo (*LST*), mientras que en las zonas proximales de los ríos se propició una fuerte erosión que dio lugar a morfologías de valles incidados y paleosuelos en las áreas continentales (Díaz y Ercilla, 1990, 1993; Hernández-Molina *et al.*, 1994; Rodero *et al.*, 1999; Lobo *et al.*, 2000; Dabrio *et*

al., 1999, 2000; Zazo *et al.*, 2005, 2008; Amorosi *et al.*, 1999b, 2003), (Fig. 3.12). La superficie erosiva que se formó en las zonas litorales, y que se continúa en la base del cortejo sedimentario de nivel del mar bajo (LST) en la plataforma marina, fue definida como un límite de secuencia de tipo-1 de Van Wagoner *et al.*, (1988) de un ciclo de 5º orden (Dabrio *et al.*, 2000; Fernández-Salas, 2008).

El final del Último Periodo Glacial se caracteriza por pulsos rápidos de ascenso del nivel del mar debidos al efecto glacio-eustático provocado por la fusión de los glaciares. El primer pulso se produjo en torno a los 19 ka cal. BP, duró unos 500 años y supuso una pérdida aproximada del 10% de los casquetes y un ascenso del nivel del mar de más de 15 m (Yokohama *et al.*, 2001). A continuación se registra un periodo de lento ascenso, aproximadamente 3.3 mm/a, hasta los 16 ka cal BP (Yokoyama *et al.*, 2000). Fleming *et al.*, en 1998, habían señalado el inicio de la fusión entre 19 y 17 ka cal BP, con una tasa media de ascenso del nivel del mar uniforme de 6 mm/a hasta los 15 ka, para descender posteriormente unos pocos metros durante el siguiente milenio. Anteriormente los trabajos de Fairbanks (1989) y Bard *et al.*, (1990a) caracterizaban un primer pulso (Melt Water Pulses, MWP-1A, Fig. 3.6) entre los 16 y 12,5 ka cal BP con una tasa media de ascenso de más de 15 mm/a, y otro, entre 11,5 y 9 ka cal BP, con una tasa de ascenso similar, separados por una estabilización del nivel del mar correspondiente al Younger Dryas (Edwards *et al.*, 1993; Bard *et al.*, 1996; Lambeck *et al.*, 2002). En la plataforma portuguesa este periodo se caracterizó por un descenso del nivel del mar de aproximadamente 20 m (Rodrigues *et al.*, 1991; Dias *et al.*, 2000).

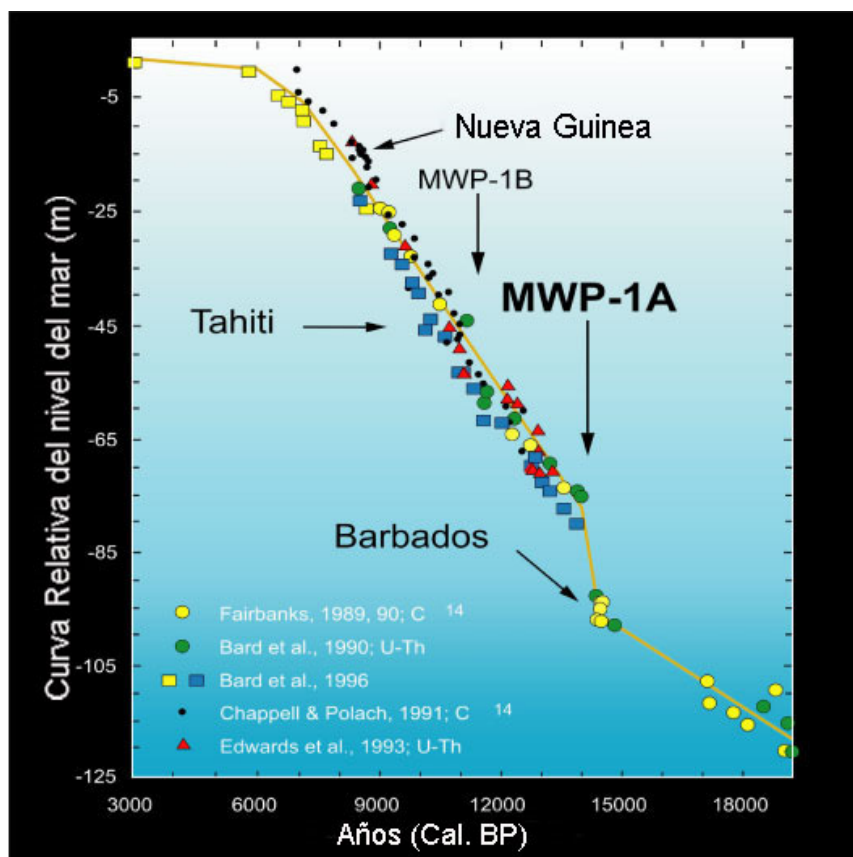


Figura 3.11.- Curvas del nivel relativo del mar basadas en el comportamiento de corales y glaciares (modificado de Bard *et al.*, 1996).

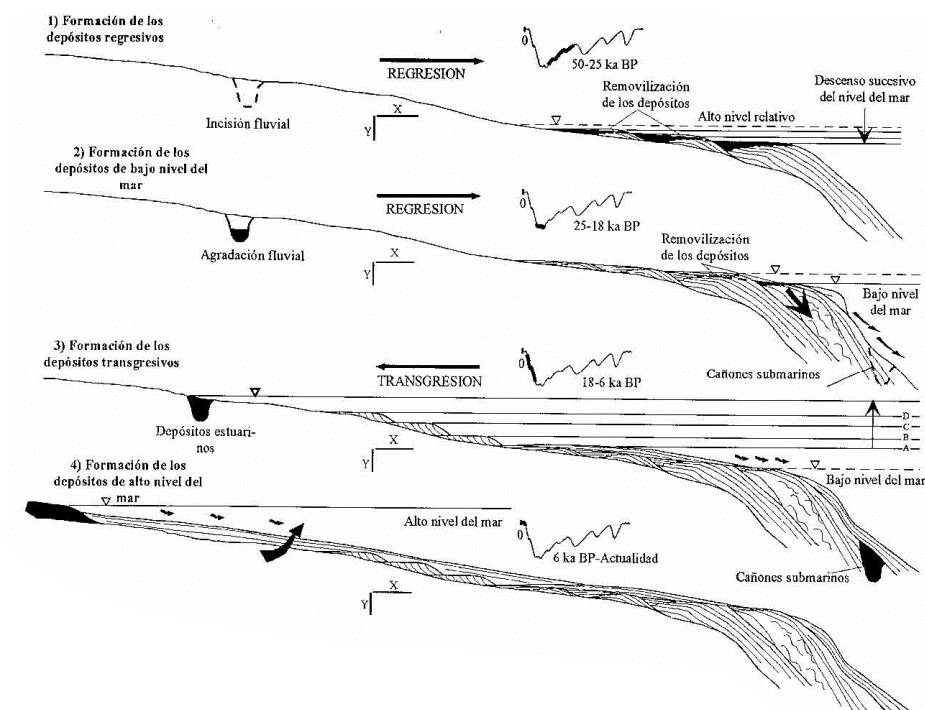


Figura 3.12.- Esquema estratigráfico de la secuencia de relleno del Pleistoceno superior y Holoceno para la plataforma del Golfo de Cádiz y del Mar de Alborán: 1) FRWST (Cortejo Sedimentario de Regresión Forzada); 2) LST (Cortejo Sedimentario de Nivel del Mar Bajo); 3) TST (Cortejo Sedimentario de Ascenso del Nivel del Mar); 4) HST (Cortejo Sedimentario de Nivel del Mar Alto). Modificada de Lobo et al. (2000).

Alrededor de los 7 ka cal BP el mar alcanzó un nivel cercano al actual aunque no es coetáneo para todo el mundo puesto que depende de la posición geográfica respecto a las masas de hielo (Nakada y Lambeck, 1991b; Fleming *et al.*, 1998; Lambeck, 2001; Lambeck *et al.*, 2004a, 2005). Desde entonces, la distribución de las grandes masas oceánicas a partir de las corrientes superficiales sustituye al efecto glacio-eustático como principal factor en el control del nivel del mar global (Mörner, 1996). En la zona mediterránea Pirazzoli (2005), propuso que el máximo relativo del nivel del mar se alcanzó ca. 6.000 a BP, a partir de la comparación de datos de campo con los modelos isostáticos previos (Peltier, 1987; Pirazzoli, 1991; Lambeck y Bard, 2000; Lambeck, 2004).

Los depósitos de plataforma marina, durante este último periodo de ascenso del nivel del mar, se presentan en disposición retrogradante y agradante, como corresponde a cortejos sedimentarios transgresivos (TST) con diferentes tasas de aportes y morfologías (Rodero *et al.*, 1999; Hernández-Molina *et al.*, 2000; Lobo *et al.*, 2000, 2001; Ercilla *et al.*, 2010; Lobo y Ridente, 2014), (Fig. 3.12). La transgresión también se ha registrado como una superficie que trunca los reflectores sísmicos de los depósitos del Pleistoceno Superior identificada en diferentes lugares (Díaz y Ercilla, 1990, 1993; Trincardi y Field, 1991; Hernández-Molina, 1993; Ercilla *et al.*, 1995). Esta discontinuidad es la base de los cuerpos progradantes de alto nivel del mar en aquellos lugares donde no existen depósitos transgresivos.

Lobo *et al.* (2001, 2005, 2014), Fernández-Salas *et al.* (2003) y Ercilla *et al.* (2010) proponen que la formación de las unidades transgresivas puede estar regida por repentinas y breves oscilaciones eustáticas-climáticas de 5° o 6° orden, que favorecerían la aparición de periodos de ligero ascenso del nivel del mar. Así, por ejemplo, Rodero *et al.* (1999) identifican una unidad basal holocena compuesta

por arenas de barras paralelas al borde de la plataforma que corresponden a la estabilización del nivel del mar durante el Younger Dryas.

Por otro lado, en las zonas litorales, fundamentalmente estuarios y deltas donde mayor registro se ha obtenido, este periodo se caracteriza por un primer episodio de relleno fluvial, en algún caso con influencia marina a techo. En muchos casos, como por ejemplo en Guadalete, Gilão-Almargem, Guadiana, Tinto, Odiel, Rodano o Po, estos depósitos, que abarcan entre los 13 ka BP hasta aproximadamente los 9-8 ka BP, tienden a rellenar la superficie erosiva dejada por el Último Máximo Glacial (Dabrio *et al.*, 1999, 2000; Boski *et al.*, 2002, 2008; Amorosi y Milli, 2001; Amorosi *et al.*, 2005, 2009; Labaune *et al.*, 2008; Boyer *et al.*, 2005). Sobre estos depósitos fluviales, si están presentes, o sobre el paleorrelieve pleistoceno siempre aparece una superficie de inundación sobre la cual se depositan sedimentos marinos, fundamentalmente sistemas de barras y estuarios, que tienden a migrar hacia el continente (Goy *et al.*, 1996; Dabrio *et al.*, 1999, 2000; Zazo *et al.*, 1996, 2008; Boski *et al.*, 2002; Freitas *et al.*, 2002, 2003; Cerraeta *et al.*, 2003; Drago *et al.*, 2004; Amorosi y Milli, 2001; Amorosi *et al.*, 1999a, 1999b, 2001, 2003, 2005; Boyer *et al.*, 2005; Vella *et al.*, 2005; Gámez, 2007). La tendencia retrogradante del complejo sedimentario transgresivo (TST) puede presentar pequeñas secuencias menores progradantes, como ocurre en el caso de la llanura deltaica del Po y Arno (Amorosi *et al.*, 2003, 2005, 2009). Hacia los 7- 6 ka BP, cuando la tasa de ascenso del nivel del mar decrece, se forman los sistemas de flechas, con o sin *lagoons*, y los deltas del Mediterráneo, es decir, los cortejos sedimentarios de nivel alto (HST), (Fig. 3.12).

Coincidiendo con un periodo de ascenso del nivel de mar en torno a los 8 Ka se ha registrado, en todo el Hemisferio Norte, un descenso de las temperaturas, mayor aridez y un probable aumento de los vientos (Alley y Ágústssdóttir, 2005). Los marcadores geoquímicos indican que se produjo una dulcificación y enfriamiento del agua de superficie del Atlántico Norte (Duplessy *et al.*, 1993), como determinan Bond *et al.* (1997) a partir de los registros de dos sondeos realizados en dicha área. Su origen no sería tanto un cambio en el volumen de las masas de agua de los océanos (efecto glacio-eustático) sino del aporte de agua dulce y fría al Atlántico Norte procedente de la ruptura de las barreras que separaban del mar los grandes lagos de hielo de América del Norte en torno a los 8.400 años BP (Clarke *et al.*, 2004; Alley y Ágústssdóttir, 2005). En el sur de Europa (Magny *et al.*, 2003; Ariztegui *et al.*, 2001), y en especial en España (Carrión, 2002; Reed *et al.*, 2001; Vegas *et al.*, 2009; Dorado *et al.*, 2002), este evento está registrado en los depósitos de los lagos Annecy, Albano, Siles, Laguna de Medina, maar de Fuentillejo y las Tablas de Daimiel. En los complejos transgresivos de las plataforma marinas del Golfo de Cádiz (González *et al.*, 2004) aparece como una caída o descenso de la velocidad de ascenso del nivel del mar, en cambio, en las zonas litorales españolas, al igual que el evento Younger Dryas, no se ha podido reconocer (Zazo *et al.*, 2008). En la llanura costera de Arno (Italia), ambos eventos se reconocen como episodios regresivos en los que las facies de llanura costera se superponen a las facies estuarias (Amorosi *et al.*, 2009).

El techo de estos depósitos transgresivos, tanto en los depósitos infralitorales como en los depósitos costeros, se corresponde con la superficie de máxima inundación (*Maximum flooding surface; mfs*) de Van Wagoner *et al.* (1988) y constituye el límite basal de los depósitos de alto nivel (HST). Actualmente, se han generalizado los 7 ka BP como fecha aproximada para el máximo transgresivo, pero la cota que alcanzó el mar es lo que genera más controversia puesto que, según los factores locales, ésta puede variar entre 1 y 2 m sobre el nivel actual (Goy *et al.*, 1998; Viñals y Fumanal 1995, Zazo *et al.*, 1996; Zazo, 1999) o localizarse 15 m por debajo de la cota actual dependiendo de factores locales (Fairbanks, 1989; Somoza *et al.*, 1998, Gámez *et al.*, 2009, entre otros).

La evolución del nivel del mar a partir de los 7 ka viene determinada principalmente por causas locales, por lo que se han representado tantas curvas del nivel del mar como lugares donde se han estudiado. Como ejemplo, y utilizando la recopilación de Farabegoli *et al.* (2004), la figura 3.13 muestra una comparativa de curvas obtenidas de los datos puntuales a nivel mundial (Fairbridge *et al.*, 1962), de terrazas coralinas en la zona del caribe (Bard *et al.*, 1990a, 1996; Fairbanks, 1989) y de distintas costas del Mar Mediterráneo tanto a partir del registro sedimentario (Preti, 1999; Somoza *et al.*, 1998; Goy *et al.*, 2003; Lambeck *et al.*, 2004b) como arqueológico (Alessio *et al.*, 1998; Sivan *et al.*, 2001).

Durante el Holoceno Superior, con condiciones de nivel del mar alto, se incrementó el aporte sedimentario y disminuyó la velocidad de ascenso hasta 1 o 2 mm/a (Dabrio *et al.*, 2000; Lario *et al.*, 2002; Boski *et al.*, 2008), lo que propició la colmatación progresiva de los estuarios, la progradación de los sistemas de flechas litorales y deltas (Dabrio *et al.*, 2000; Lobo *et al.*, 2005; Zazo *et al.*, 2008) y la formación de cuñas infralitorales en aquellas zonas donde no existían aportes fluviales (Hernández-Molina *et al.*, 2000; Fernández-Salas, 2008; Fernández-Salas *et al.*, 2010). Los sistemas de flechas litorales y los deltas constituyen los sistemas más idóneos para el análisis de las variaciones relativas del nivel del mar durante este periodo por el alto grado de conservación del registro sedimentario y por su accesibilidad al estudio con diversas técnicas.

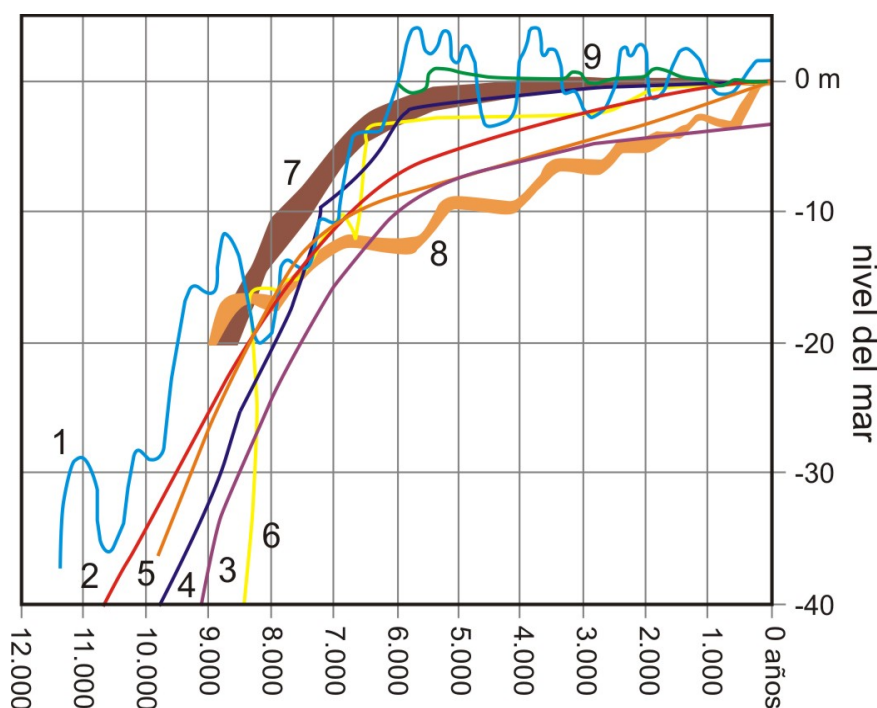


Figura 3.13.- Comparación de las curvas del nivel del mar: (1) datos puntuales (Fairbridge, 1962); (2,3 y 4) terrazas coralinas de Barbados y Tahiti (Bard *et al.*, 1990, 1996; Fairbanks, 1989) y de distintas costas del mediterráneo; (5) llanura costera del Po (Preti, 1999); (6) Mar Tirreno (Alessio *et al.*, 1998); (7) costa de Israel (Sivan *et al.*, 2001); (8) Delta del Ebro (Somoza *et al.*, 1998); (9) cordón litoral de Roquetas (Goy *et al.*, 2003) y (10) litoral italiano (Lambeck *et al.*, 2004a).

Las cuñas infralitorales descritas por Hernández-Molina *et al.* (2000) en aguas someras de Granada y Almería se desarrollaron, durante el periodo de nivel del mar alto holoceno, a partir de las corrientes generadas por tormentas, que transportaban sedimento desde el continente hacia el mar. La interpretación de los perfiles sísmicos de alta resolución (Hernández-Molina *et al.*, 2000) y su correlación con los depósitos costeros próximos (Fernández-Salas, 2008) han permitido individualizar dos unidades sísmicas mayores, correlacionables con las barras costera costeras de Zazo *et al.* (1994 y

1996), y doce unidades menores correlacionables con los grupos de *sets* que componen las unidades progradantes de los cordones litorales de Roquetas (Goy *et al.*, 2003). A la unidad mayor más antigua se le ha asignado una edad de 6.500 a 5.200 a BP, mientras que la más moderna se le atribuido una edad de 3.700 a BP a la actualidad. Según su configuración interna dichas unidades representan dos episodios de progradación relacionados con las fluctuaciones de 6º orden del nivel del mar y pueden subdividirse en dos unidades cada una. Las doce unidades menores registran pequeñas variaciones del nivel del mar, de los aportes sedimentarios y/o de la dinámica de la costa.

Los estudios realizados en los mayores deltas modernos del Mar Mediterráneo revelan que su desarrollo se inicia entre los 8.500 y los 6.500 años BP (Stanley y Warne, 1994), propiciado por la desaceleración en el ascenso del nivel del mar y su relativa estabilización durante el Holoceno (Yoo y Park, 2000; Yoo *et al.*, 2002). Durante esta desaceleración se favorece la progradación (Vella *et al.*, 2005) y comienzan a acumularse las secuencias holocenas cuando la tasa de los aportes fluviales supera a la tasa de elevación del nivel del mar en ese segmento de la costa. Este proceso, de carácter mundial, se desarrolló en unos 2.000 años aproximadamente, según los datos recopilados por Stanley y Warne (1994) en las secciones basales, o cerca de la base, de 36 deltas holocenos. En el litoral mediterráneo, Amorosi y Milli (2001) y Somoza *et al.* (1998), sitúan el inicio de la formación de los deltas del Po y Ebro alrededor de los 7.000 años BP, seguida de una rápida desaceleración y posterior estabilización.

Hernández-Molina *et al.* (1994), Somoza *et al.* (1998), Fernández-Salas *et al.* (2003), Amorosi *et al.* (2003), Lobo *et al.* (2005), Boyer *et al.* (2005) y Ercilla *et al.* (2010) han sugerido, para distintos deltas del Mediterráneo, que los depósitos de alto nivel holocenos no constituyen un único cuerpo, sino que están compuestos por el apilamiento vertical de depósitos sedimentarios menores de configuración progradante. Esta estructura interna más compleja se relaciona con las oscilaciones del nivel del mar de alta frecuencia de 5º y 6º orden. Los eventos progradantes son causados por ciclos de 5º orden, mientras las modificaciones de los lóbulos deltaicos han sido atribuidas a la influencia de los ciclos de 6º orden.

Hernández-Molina *et al.* (1994, 1995) y Fernández-Salas *et al.* (2003, 2010), en el Mar de Alborán, Lobo *et al.* (2005), en el Golfo de Cádiz, y Ercilla *et al.*, (2010), en el NO de Mar Mediterráneo, determinaron que la estructuración interna de los prodeltas se debe al apilamiento de dos cuerpos sedimentarios mayores progradantes que estarían relacionados con un nivel del mar estable o en ligero descenso. El desarrollo de estos cuerpos se ha correlacionado con las oscilaciones de alta frecuencia que modulan la tendencia general y pueden ser equivalentes a los registrados en depósitos costeros (Zazo *et al.*, 1994, 1996; Lario *et al.*, 1995; Goy *et al.*, 1996; Dabrio *et al.*, 2000). El primero de estos cuerpos, con una configuración de los reflectores progradante sigmoidal, puede relacionarse con la fase regresiva que tuvo lugar entre 6.000 y 3.000 años BP, y el segundo, con una configuración tangencial-oblicua, que se desarrolla en la fase regresiva entre 2.300 y 1.000 años BP. La transición entre ambos está marcada por un depósito agradacional o por una superficie de no depósito que corresponde a un ascenso del nivel del mar, mientras, en litoral se reconoce por una intensa erosión y la retirada de la línea de costa (Zazo *et al.*, 1996). Para este periodo los estuarios y llanuras costeras de la península registran un ascenso del nivel del mar identificado a partir del análisis de asociaciones de foraminíferos (Cearreta, 1998; Cearreta *et al.*, 2003; Usera *et al.*, 2002).

En el Golfo de Cádiz (Lobo *et al.*, 2005), las dos unidades progradantes se dividen a su vez en dos unidades menores limitadas por superficies de erosión, dando lugar a cuatro cuerpos progradantes que parecen corresponder a las 4 unidades de barras litorales (H1 a H4) descritas por Zazo *et al.* (1994, 1996), cuyo origen estaría vinculado a la estabilización o ligero descenso del nivel mar. A estas

unidades se les ha atribuido una periodicidad principal en torno a los 1300-1500 años, pudiendo estar relacionado con los ciclos mini-Dansgard/Oeschger o con los ciclos H que Hernández-Molina *et al.* (1994) establecieron en el mar de Alborán. Igualmente, cada una de estas unidades está compuesta de unidades progradantes menores, la H1 tiene cuatro unidades inferiores, la H2 está compuesta por tres unidades, la H3 por tres y finalmente la H4 incluye 2 unidades, que estarían relacionados con ciclos climáticos de escala submilénaria o quizás cambios de pequeña amplitud dentro de los factores locales.

En este sentido, la posible influencia lateral de las corrientes de tormentas desde las desembocaduras de los ríos, puede considerarse un agente plausible para la progradación lateral (Fernández-Salas, 2008), tal y como se documenta en el prodelta del Río Ebro (Díaz *et al.*, 1996), NW de Cataluña (Ercilla *et al.*, 2010) o frente al río Pescara en el Mar Adriático (Puig *et al.*, 2007). Así, los periodos alternos de incremento y disminución de la frecuencia de las tormentas pueden producir la sucesión de unidades progradantes y agradantes. Igualmente, el cambio de orientación de las tormentas debido a fenómenos climáticos puede generar variaciones en los aportes sedimentarios. De la misma manera, la orientación de la línea de costa podría ser otro factor importante, ya que aumentaría la posible influencia de los flujos de retorno en el fondo inducidos por las tormentas.

La arquitectura de las zonas emergidas de los deltas mediterráneos varía enormemente de unos a otros, debido posiblemente, tanto a los procesos locales como al efecto eustático, considerado el proceso principal de las variaciones de sedimentación en todos ellos, si bien aún no se han llevado a cabo estudios que corroboren esta hipótesis.

En el Delta del Ebro el HST holoceno está compuesto de cinco unidades deltaicas progradantes y cuatro unidades agradantes resultado de las pequeñas fluctuaciones eustáticas de 5º y 6º orden de escala milénaria (Somoza *et al.*, 1998). De la misma manera en las zonas del prodelta las unidades agradantes equivalen a momentos de ascenso del nivel del mar mientras las unidades progradantes marcan periodos de estabilidad del nivel del mar o leve descenso, todas ellas en un contexto de ligero ascenso del nivel del mar a escala regional (Hernández-Molina *et al.*, 1994). La zona proximal de las unidades agradantes está compuesta por turbas que se han datado en: 5.300±100 a BP a 5.180±50 a BP (a2), 3.300±100 a BP (a3) y entre 2.300±100 a BP, 1.800±50 a BP y 1.200±50 a BP (a4). La correlación de las unidades agradantes con las barras litorales del SO peninsular (Zazo *et al.*, 1994) llevó a estos autores a proponer cinco eventos de nivel del mar alto: h1 (6.900-6.200 a BP), h2 (5.500-4.400 a BP), h3 (3.900-2.800 a BP), h4 (2.500-1.100 a BP) y h5 (600 a BP-actualidad), separados por unidades progradantes. En la evolución del nivel del mar habría un periodo de ascenso entre los 3000 y 2700 que parece coincidir con las unidades infralitorales (Hernández-Molina *et al.*, 1994; Lobo *et al.*, 2005; Ercilla *et al.*, 2010; Fernández-Salas *et al.*, 2003) y con los depósitos de barras y crestas de playas del litoral meridional (Zazo *et al.*, 1994, 1996; Goy *et al.*, 1998, 2003).

En los deltas del Rodano y Po la arquitectura estratigráfica está caracterizada únicamente por parasecuencias progradantes limitadas por superficies de inundación, que indican la alternancia de fases de relativa estabilidad del nivel del mar con periodos de rápido ascenso.

En el caso del Rodano, Labaune *et al.* (2005) identifican dos periodos de ascenso rápido entre 6.295-4.585 a BP y 2.120-1.200 a BP con un periodo de estabilidad entre 4.085 y 2.260 a BP. Boyer *et al.* (2005), por su parte, describen cinco secuencias progradantes dentro del HST constituidas por sedimentos costeros y de frente deltaico. A la unidad basal (P1), aunque no está datada, se le asigna una edad inferior a los 6.700 a cal. BP, edad del nivel infrayacente (unidad del complejo transgresivo); la unidad P2 tiene una edad de 5.700 a BP; la unidad P3 se data en torno a 4.035 a BP y la P4 de 2.950±40 a 2.420±50 a BP.

En el delta del Po, Amorosi y Milli (2001) y Amorosi *et al.* (2005) reconocen 4 secuencias regresivas-transgresivas con una escala aproximada de 1.000 años, resultado de la combinación de cambios en el nivel del mar, fluctuaciones en los aportes, subsidencia y variaciones autocíclicas en flujo de sedimentos. Por el contrario, Stefani y Vincenzi (2005) definieron un esquema ligeramente distinto ya que, si bien no diferencian parasecuencias, su correlación de los sondeos analizados les permiten hacer algunas precisiones al esquema de Amorosi *et al.* (2005). Así, identifican secuencias de progradación entre 5.500-4.500 a BP, 4.500-3.500 a BP, 3.500-2.700 a BP, 2.700-1.600 a BP y 1.400-200 a BP, que difícilmente pueden correlacionarse con las parasecuencias de Amorosi *et al.* (2005) o exceptuando alguna particularidad con los deltas del Ebro (Somoza *et al.*, 1998) y Rodano (Boyer *et al.*, 2005).

Especial hincapié se ha hecho en el estudio de la evolución del nivel del mar a partir del desarrollo de flechas y cordones litorales en el Sur Peninsular, formados en su mayoría a partir del máximo transgresivo (Fig. 3.14). El ejemplo más completo de este tipo de complejos es el de Roquetas, ampliamente estudiado por Goy *et al.* (1997, 1998, 2003), Somoza *et al.* (1991) y Zazo *et al.* (1994, 2008), pero además se han analizado el de Armação de Pêra (Moura *et al.*, 2007), Calahonda (Lario, 1995) y el Rompido y Doñana (Zazo *et al.*, 1994; Rodríguez-Ramírez *et al.*, 1996, 2000). La generación de las unidades H está unida a fluctuaciones del nivel del mar de escala métrica a submétrica parcialmente influenciado por las corrientes costeras (Lario *et al.*, 1995; Goy *et al.*, 2003; Zazo *et al.*, 2005, 2008).

Zazo *et al.* (1994, 1996, 2001) separan dos conjuntos principales de flechas dentro de las cuales hay hiatos sedimentarios menores: el primero entre los 7.000 y 2.700 a BP con un hiato ca. 4.000 BP y el segundo desde los 2.400 a. BP hasta la actualidad con un pequeño hiato entre los 900 y 800 a. BP, asociándose la separación entre estas dos fases a un cambio en la dirección de los vientos y de las derivas litorales. Goy *et al.* (1996) distinguen entre factores globales (glacio-eustáticos) y regionales (oceanográfico y tectónico) como control de la evolución de la línea de costa y particularmente en la formación de estas flechas. De las dos fases de mayor progradación de los sistemas de flechas, la segunda (2.750 a. BP hasta la actualidad) presentaría una acusada influencia fluvial y a partir de los 500 a. BP se produce una fuerte progradación. El aporte de sedimento necesario para la formación de las flechas provino del incremento de inundaciones en condiciones anticiclónicas, además, bajo estas condiciones, hubo un incremento en el aporte de agua atlántica superficial que contribuye a la elevación del nivel del mar.

Goy *et al.* (2003) diferencian seis unidades progradantes de llanura costera en el Golfo de Almería posteriores al máximo transgresivo, que denominan: H₁, 7.400 – 6.000 cal BP; H₂, 5.400 – 4.200 cal BP; H₃, 4.200 – 3.000 cal BP; H₄, 2.700 – 1.900 cal BP; H₅, 1.900 – 1.100 cal BP y H₆, 500 cal BP – actualidad. Estas unidades se depositaron durante periodos de nivel relativo del mar alto e incremento del aporte sedimentario a la costa y están limitadas por superficies de erosión (*gaps*) o depresiones, de corta duración (300-600 años) que se producen con una ciclicidad milenaria (1.400 a 3.000 años), (Goy *et al.*, 2003; Zazo *et al.*, 2006, 2008), caracterizados por un nivel del mar bajo y escaso aporte, en periodos áridos (Fig. 3.14). El inicio de estos periodos cortos coincide, en algunos casos, con los eventos fríos de Bond (Bond *et al.*, 1997), en especial los de 5.900 BP en el Mediterráneo; 2800 BP en el Mediterráneo y Atlántico, y 1.400 BP en el Atlántico. Y, aunque en menor medida, también concuerdan con los eventos fríos detectados en la SST (Temperatura Superficial del agua de mar) del Mediterráneo Occidental, según los datos de Cacho *et al.* (2001). Coincidiendo con los eventos húmedos y las subidas relativas del nivel del mar se formaron en las costas de Mallorca terrazas marinas datadas en 4.430 ± 110 ¹⁴C a. BP, 3.005 ± 90 ¹⁴C a. BP y 1.780 ± 200 ¹⁴C a. BP (Goy *et al.*, 1997).

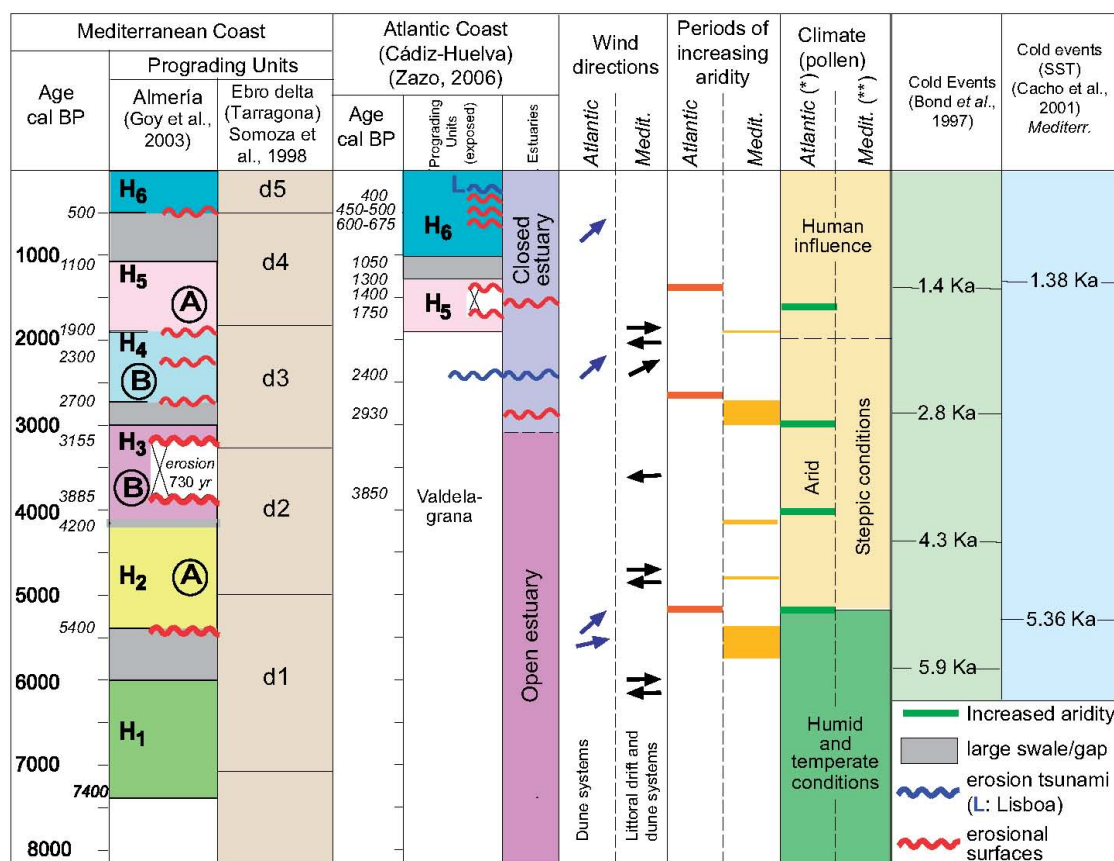


Figura 3.14.- Cronoestratigrafía de las unidades progradantes de cordones litorales y barras fluviales (Roquetas, Huelva y Cadiz) y de lóbulos deltáticos (Delta del Ebro) y su correlación con periodos de incremento de la aridez deducido por polen en el Atlántico (Santos et al., 2003) y Mediterráneo (Pantaleón-Cano et al., 1996; Yll et al., 2003) y con los eventos fríos (Bond et al., 1997; Cacho et al., 2001). Tomada de Zazo et al. (2008).

Cambios a escala secular también se observan en los sistemas de flechas, reflejándose en periodos erosivos de corta duración (años) que se registran en la costa mediterránea con una ciclicidad de 400 años desde los 3000 a BP, y en la costa atlántica con una ciclicidad de 100 años desde los últimos 500 años (Zazo et al., 2005, 2008; Goy et al., 2003). Estos episodios se asocian a subidas relativas del nivel del mar (de orden centimétrico) y aumento de bajas presiones (Zazo, 2006). Por su parte, los cambios de corto periodo (decenales) se reflejan en la génesis de una cresta de playa y el surco adyacente, con tiempos de formación que rondan los ~11,25 años, coincidiendo con el ciclo simple de manchas solares y la variabilidad del índice de la NAO. A nivel regional, en el área de conexión Atlántico-Mediterráneo, la dirección e intensificación de los vientos dominantes, controlados por la posición de los centros de altas y bajas presiones, y que también afectan a la cantidad de flujo de la corriente Atlántica Superficial en el Mediterráneo, es el factor primordial en los cambios relativos del nivel del mar (Zazo, 2006).

En la costa de Huelva, el análisis geomorfológico de los sistemas de flechas de Doñana, y el Rompido, junto con datos climáticos y oceanográficos de las últimas cuatro décadas (1956-1996), pone en evidencia la formación de crestas de playa y surcos ligados a la alternancia de periodos ciclónicos y anticiclónicos (Rodríguez-Ramírez et al., 2000). Esto permite establecer una periodicidad del orden de 3-7 y 10-12 años, la primera relacionada con la NAO y la segunda coincidiendo con la actividad de las manchas solares.

La estabilización del nivel del mar, a partir del máximo transgresivo (MSF), dio lugar a la configuración actual de las zonas litorales del entorno mediterráneo y atlántico peninsular, con características morfológicas y sedimentológicas muy similares a las actuales, pudiendo diferenciarse las llanuras costeras y los acantilados.

Las llanuras costeras, normalmente, se constituyeron a partir de cordones litorales, tras los cuales se formaron lagunas costeras, marismas o *lagoons* según el grado de influencia marina (Dupré *et al.*, 1988; Sanjaume y Carmona, 1995; Viñals y Fumanal, 1995; Dabrio *et al.*, 2000; Segura *et al.*, 1997; Brunetti *et al.*, 1998; Freitas *et al.*, 2002, 2003; Usera *et al.*, 2002, 2006; Luque, 2002; Zazo *et al.*, 1994, 1996; Zazo, 2006; Cabral *et al.*, 2006; Pavlopoulos *et al.*, 2006; Moura *et al.*, 2007). Los análisis estratigráficos, geomorfológicos, paleontológicos y geoquímicos de estos ambientes han proporcionado una valiosa información acerca de las variaciones del nivel del mar y la evolución de la línea de costa durante los últimos 6.000 a BP (Clavé *et al.*, 2001; Luque, 2002; Freitas *et al.*, 2003; Cerraeta *et al.*, 2003; Sivan *et al.*, 2004; Blázquez, 2005; Blázquez *et al.*, 2009; Pavlopoulos *et al.*, 2003, 2006; Morhange *et al.*, 2000) aunque, hasta el momento, no parecen alcanzar tan buena resolución como los análisis estratigráficos de cuñas infralitorales (o prodeltas), deltas y flechas litorales. Los análisis geoquímicos en los depósitos costeros pretenden mejorar esta resolución, incluso para identificar eventos de pequeña escala temporal y magnitud (Goff y Chague-Goff, 1999; Chague-Goff *et al.*, 2002), pero sí los comparamos con otras técnicas tradicionales (estratigráficas, geomorfológicas, arqueológicas,...), el empleo de la geoquímica en ambientes costeros con el objeto de reconocer las variaciones del nivel del mar en época reciente todavía es muy escaso (Dellwig *et al.*, 1999; Cruces *et al.*, 2004; López-Buendía *et al.*, 1999), y más aún, la calibración de la señal geoquímica con otro tipo de herramientas (Freitas *et al.*, 2003; Cundy *et al.*, 2006).

Los trabajos sobre las llanuras costeras del entorno mediterráneo y atlántico peninsular registran pequeñas fluctuaciones del nivel del mar de rango local, que normalmente no coinciden en el tiempo entre las distintas zonas, si bien aproximadamente entre los 3.500 a 2.500 a BP se observa de forma generalizada en las lagunas costeras unas condiciones restringidas con mayor influencia de agua dulce (Mazzini *et al.*, 1999; Clavé *et al.*, 2001; Caldara *et al.*, 2008; Pavlopoulos *et al.*, 2006), que se han explicado como respuesta a un descenso del nivel del mar (Mazzini *et al.*, 1999; Caldara *et al.*, 2008), a su estabilización (Vött, 2007) e incluso a un ligero ascenso del nivel del mar con un fuerte incremento de las precipitaciones y tormentas (Clavé *et al.*, 2001; Vella y Provencal, 2000; Cearreta *et al.*, 2003; Freitas *et al.*, 2003; Andrade *et al.*, 2004; Vella *et al.*, 2005; Pavlopoulos *et al.*, 2006). Parece que dicho evento es independiente de los efectos locales y de su situación respecto a las corrientes oceánicas provenientes del Atlántico Norte, pues es bastante extendido en todo el Mediterráneo, incluso en las zonas más orientales del Mediterráneo, donde la costa se encuentra muy compartimentada por la actividad tectónica.

En los acantilados litorales la posición relativa del nivel del mar se determina a partir de los *notches* (cavidades de erosión marina causada sobre el acantilado) y la edificación de bioconstrucciones. Se trata de datos muy bien localizados con una edad determinada por lo que se utilizan para determinar la influencia del efecto tectónico entre distintas localidades (Pirazzoli, 1991, 2004, 2005; Pirazzoli *et al.*, 2007; Antonioli *et al.*, 2006a, 2007, 2009; Morhange *et al.*, 2006). En costas donde el factor tectónico es poco importante se ha empleado para establecer la acción del factor glacio-hidro-isostático en toda la zona mediterránea, determinando que este pudo tener influencia entre los 6.000 a BP y los 3.000 a BP según la situación dentro del área mediterránea (Lambeck y Bard, 2000; Pirazzoli, 1991; Antonioli *et al.*, 2002, 2003, 2006b; Lambeck *et al.*, 2004a, 2004b; Morhange *et al.*, 2001; Morhange y Pirazzoli, 2005). En general, estos trabajos se centran en los

acantilados del Sur de Italia y del Mediterráneo oriental donde los *notches* y las bioconstrucciones se encuentran expuestos debido a la tectónica. En la costa mediterránea española, Viñals y Fumanal (1995) reconocieron un *notch* entre 1 a 2 m sobre el nivel del mar actual atribuido al máximo transgresivo flandriense, en la zona de Alicante, Gandia y Oliva, coincidiendo con una zona de actividad neotectónica.

En resumen, las diferencias en la posición relativa del nivel del mar desde hace 7.000 a BP a escala global se deben fundamentalmente a la distribución diferencial de las masas de agua oceánica vía corrientes superficiales (Mörner, 1996). A nivel regional las diferentes tendencias de ascenso o descenso del nivel del mar se producen principalmente por los efectos del rebote glacio-hidro-isostático, dependiendo de la distancia de una determinada costa con relación a los antiguos casquetes; y, a nivel local se deben a factores de tipo climático. Así, en el litoral meridional de la Península Ibérica la influencia del rebote glacio-hidro-isostático es prácticamente nula (Pirazzoli, 1991, 2004, 2005; Lambeck *et al.*, 2004a, 2004b), mientras que el análisis, en periodo reciente, de los cambios del nivel del mar en relación con la variabilidad del índice NAO (Guerra *et al.*, 2000; Tel, 2005) muestran una correlación entre ambos: cuando la NAO presenta valores negativos con vientos asociados del Oeste y del Suroeste, alta precipitación y baja temperatura (índice de radiación solar negativa), (Rodrigo *et al.*, 1999; Pozo-Vázquez *et al.*, 2004), el nivel medio del mar es más alto y los caudales de los ríos presentan mayor variabilidad interanual (Trigo *et al.*, 2004; Pociask-Karteczka, 2006), lo que afecta directamente al aporte de sedimentos hacia el mar, y por tanto, a la formación de los depósitos costeros (Goy *et al.*, 2003); cuando la NAO presenta valores positivos, dominan los vientos del Norte, hay un refuerzo de la masa de aire frío y seco septentrional procedentes de las regiones árticas (Cañellas *et al.*, 2010), generándose unas condiciones más severas sobre la parte noroccidental del mar mediterráneo (Hurrell *et al.*, 2001) y siendo el nivel medio del mar más bajo. La correlación del índice NAO negativo con el aumento de las lluvias y del aporte sedimentario también ha sido descrita en otros lugares del Mediterráneo (Cullen y deMenocal, 2000; Maas y Macklin, 2002; Cullen *et al.*, 2002; Struglia *et al.*, 2004), así como en el Mar Negro y el Mar Rojo (Lamy *et al.*, 2006).

Actualmente, los datos de altimetría por satélite del nivel medio en un transecto Oeste-Este del Mar Mediterráneo muestran una topografía variable (Mörner, 2005; Zazo, 2006). Estas diferencias parecen estar controladas por la mayor o menor entrada de flujo de agua Atlántica Superficial en el Mediterráneo. En algunos casos, como los niveles del mar altos del Mediterráneo oriental y Mar Negro pudieran estar en relación con las altas precipitaciones producidas en los últimos años en el Este Europeo, por el que discurren los ríos que posteriormente desembocan en la cuenca mediterránea (Mörner, 2005). Por ello, las variaciones en el balance hídrico (mayor o menor evaporación, precipitación y aporte de ríos) puede reforzar o compensar el ascenso o descenso del nivel del mar durante un determinado periodo (Tsimplis y Rixen, 2002).

El análisis estacional ha demostrado que el nivel del mar cambia más de lo atribuible a la expansión/contracción termal (Larnicol *et al.*, 1995). Aparentemente estas variaciones se deben al ciclo estacional de intercambio de flujos entre el Atlántico y Mediterráneo a través del Estrecho de Gibraltar (Bormans y Garret, 1989; Garret *et al.*, 1990). Es decir, parece que la variabilidad del índice NAO, y por tanto, la posición de los sistemas de bajas presiones, es uno de los principales factores en la irregularidad topográfica del nivel relativo del mar, independientemente del efecto estérico (Mörner, 2005; Tel, 2005), existiendo incluso, una buena correlación entre el efecto de apilamiento por el viento y el índice Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMo), (Martin-Vide y Lopez-Bustins, 2006).

3.3. EL PALEOCLIMA REGISTRADO EN LA PENÍNSULA IBÉRICA

La composición de los isótopos de oxígeno de los caparzones de foraminíferos bentónicos y planctónicos presentes en los sedimentos marinos está directamente asociada a la temperatura del agua. De forma que el registro de estas variaciones en la composición isotópica a lo largo del tiempo se ha utilizado como indicador paleoclimático, estableciéndose una secuencia de estadios isotópicos de oxígeno (OIS o MIS) reconocibles a nivel mundial. Durante los últimos miles de años se han definido nuevos estadios isotópicos caracterizados, bien por el predominio del isótopo ligero de oxígeno (^{16}O) en el agua oceánica, asociado a épocas cálidas, o el predominio del isótopo pesado (^{18}O), relacionado con épocas frías.

En 1986, Chappell y Shackleton observaron que hay una relación directa entre el registro del isótopo ^{18}O y la curva del nivel del mar (Fig. 3.10), aunque advirtieron que no se podían trasladar los valores del ^{18}O a metros de subida o bajada del mar.

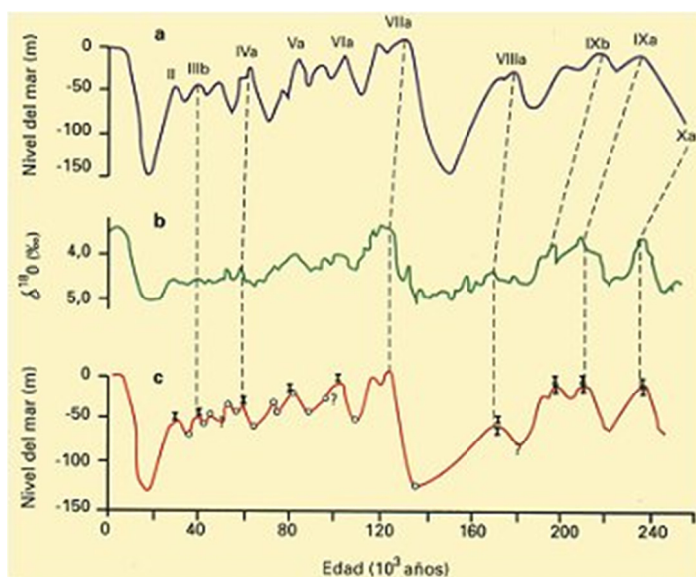


Figura 3.10.- a) Detalle de la curva del nivel del mar de la Península de Huon; b) registro de ^{18}O para los últimos 349 ka calculado para la especie de foraminífero *Uvigerina senticososa* del sondeo V19-30 R; y c) curva del nivel del mar de la Península de Huon recalculada después de la correlación con el registro de ^{18}O del sondeo V19-30 (Chappell y Shackleton, 1986).

El trabajo que presentamos abarca desde el final del MIS 5, al Último Máximo Glacial (MIS 2) y el Presente Interglacial (MIS 1).

El MIS 5 o Último Interglacial (135-70 ka), se caracteriza por ser un período cálido que se ha subdividido en cinco subpisos isotópicos (de 5e a 5a) (Emiliani, 1955); de los que los niveles del mar son altos corresponden a los MIS 5e, 5c y 5a, donde la posición media global del nivel mar fue más alta o similar a la actual. En concreto el 5e se ha utilizado como un potencial análogo del actual y muestra una elevada variabilidad climática. En los registros marinos se observan ciclos de aproximadamente 1,5 ka de duración, vinculados a la actividad solar (Bond *et al.*, 1997, 2001).

A partir del MIS 5d se inicia el paso a condiciones glaciales hasta el Último Periodo Glacial (entre 75-12ka), que comprenden los pisos isotópicos MIS 4, MIS 3 y MIS 2. El clima en Atlántico Norte hasta el comienzo del Holoceno se caracterizó por una marcada variabilidad y presentaba una ciclicidad milenaria asociada a los ciclos de crecimiento de la capa de hielo Laurentina (Bond *et al.*, 1992).

El MIS 3 (59-24 ka), a escala global, está asociado a un período relativamente cálido, aunque parece tener un patrón climático más complejo, con intervalos cálidos y fríos. Los episodios cálidos son rápidos, en torno a décadas y se conocen como Dansgaard-Oeschger (D-O) que acaban en las descargas masivas de icebergs denominados como eventos de Heinrich. Estos periodos son seguidos por episodios largos de enfriamiento. Las condiciones registradas tanto en sondeos marinos como en depósitos continentales de la Península Ibérica son muy similares a las condiciones globales, con muchas oscilaciones (Burjachs y Allue, 2003), episodios de D-O y eventos Heinrich (HE 6, HE 5, HE 4 y H3), (Lebreiro *et al.*, 1996, 2006; Cacho *et al.*, 1999, 2002, 2006; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Fletcher y Sánchez-Goñi, 2008). En las épocas frías las condiciones fueron más áridas (Carrión *et al.*, 2000; Gómez-Orellana *et al.*, 2007; Vegas *et al.*, 2009), estando además sometida a fuertes vientos del sur y del noroeste. Se calcula que durante estos periodos las precipitaciones anuales y la temperatura media mínima del mes más frío fueron, respectivamente, unos 400 mm y 6 a 13° C inferiores a los actuales. Las temperaturas estivales del océano se estiman también unos 10° C más bajas que las actuales (Cacho *et al.*, 1999; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi y d'Errico, 2005). Frenzel *et al.* (1992) calcularon, para las zonas del litoral y prelitoral mediterráneo, diferencias de temperaturas de -4 °C a -2 °C (para el mes de Febrero) con respecto a los valores actuales y valores entre 200 a 100 mm de precipitación más que la actual. Durante los periodos templados, las estimaciones de las precipitaciones y temperaturas apuntan a una mayor similitud del clima con la actualidad (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi y d'Errico, 2005). El último intervalo con temperaturas suaves dentro del MIS 3 tuvo lugar entre los 30 y los 27 ka BP (Carrión y van Geel, 1999).

El MIS 2, o Último Máximo Glacial, que se extiende entre 23 y 19 ka (Mix *et al.*, 2001), se caracteriza por el crecimiento de los casquetes glaciares en el Hemisferio Norte. Las temperaturas superficiales del Mediterráneo Occidental disminuyeron unos 6 °C por debajo de la temperatura actual y este descenso alcanzó incluso los 8 °C en las aguas superficiales del Mar de Alborán (Cacho *et al.*, 2001). Fue un periodo más frío que el MIS 3, produciéndose los máximos enfriamientos durante los eventos de Heinrich (Fletcher y Sánchez-Goñi, 2008). Las secuencias polínicas señalan que las condiciones de aridez persistieron (Tzedakis *et al.*, 1997; Carrión y van Geel, 1999; Burjachs y Allue, 2003; Carrión *et al.*, 2008), manteniéndose las condiciones de variabilidad climática del periodo anterior (Burjachs y Julia, 1994; González-Samperiz *et al.*, 2006, 2008), distinguiéndose eventos de Heinrich entre 28.000 y 26.000 años BP (HE 3) y entre 22.600 y 20.300 años BP (HE 2), (Sánchez-Goñi, 2000; González-Sampériz *et al.*, 2002, 2006; Turón *et al.*, 2003). Debido a las características orográficas de la Península, las condiciones hídricas del borde norte de la península y del centro y sur fueron diferentes, de forma que el registro polínico entre ambas zonas es distinto (Carrión *et al.*, 2010).

La transición desde el Último Máximo Glacial al Presente Interglacial es particularmente interesante porque los estudios detallados realizados en ambientes marinos (Cacho *et al.*, 2001, 2002) muestran que el calentamiento del agua marina se produjo en dos fases (Terminación Ia y Ib) separadas por un breve período de enfriamiento en torno a 13- 11,5 ka BP, similar a la descrita en el registro continental (Periodo Younger Dryas), (Duplessy *et al.*, 1981; Ruddiman y McIntyre, 1981). Desde la última glaciación la SST asciende unos 7 y 9 °C en el Golfo de Cádiz y Mar Mediterráneo, respectivamente. La principal diferencia entre los dos áreas se refiere a la primera fase, que fue extremadamente rápida en el Golfo de Cádiz (4 °C/225 años), pero más lenta (4 °C/2000 años) en el Mar Mediterráneo (aunque empezaron sincrónicamente). Esta transición se ha asociado a un incremento de la mezcla vertical las aguas de Alborán, lo que condujo a un enfriamiento del flujo de entrada de agua del Atlántico durante este período de deglaciación (Cacho *et al.*, 2001). Atendiendo a

las conclusiones de Jiménez-Espejo *et al.* (2008), durante este periodo la intensificación de los vientos locales produjo un incremento en la entrada de agua Atlántica por el Estrecho de Gibraltar.

Las secuencias polínicas, durante este intervalo transicional, registran un gran desarrollo forestal favorecido por un ascenso de temperatura acompañado del incremento progresivo de la humedad (Carrión, 2002; Pantaleón-Cano *et al.*, 1999, 2003; Muñoz-Sobrino *et al.*, 2001; González-Samperiz *et al.*, 2006). También el Younger Dryas puede reconocerse a partir de los datos polínicos que, en estos casos, indican un incremento en las condiciones de aridez para toda la Península Ibérica (Carrión *et al.*, 1998; Muñoz-Sobrino *et al.*, 1997, 2004; Valero-Garcés *et al.*, 2000a, 2000b; Vegas *et al.*, 2003; Gil-García *et al.* 2007; Carrión y van Geel, 1999; Yll *et al.*, 2003; Fletcher y Sánchez-Goñi, 2008).

El Presente Interglacial (MIS 1), u Holoceno, se caracteriza porque los casquetes polares se circunscriben a los polos. En la Península Ibérica, los numerosos registros climáticos muestran una gran variabilidad de las condiciones climáticas tanto por la posición geográfica como por la edad en la que suceden los cambios. En general, los registros polínicos muestran una tendencia al incremento de la aridez (Jalut *et al.*, 2000), con notables diferencias en la velocidad de su establecimiento, entre el noroeste peninsular, donde se produce más gradualmente, y el sureste, donde son mucho más bruscas.

El registro marino Holoceno se inicia con temperaturas en torno a 20°C en el Mar de Alborán, que progresivamente fueron descendiendo del orden de 1°C (Cacho *et al.*, 2001; CLIVAR, 2010). Los registros polínicos marinos y terrestres (Dorado *et al.*, 1998, 2002; Giralt *et al.*, 1999; Muñoz-Sobrino *et al.*, 2001; Carrión, 2002; Pantaleón-Cano *et al.* 2003; González-Samperiz *et al.*, 2006, 2008; Carrión *et al.*, 2004, 2007; Ruiz-Zapata y Gil-García, 2013) apuntan a condiciones significativamente más húmedas que las actuales, que se establecieron diacrónicamente entre el norte y el sur, siendo anteriores en la vertiente norte. En torno a los 7-5,5 ka BP se ha propuesto una transición de condiciones húmedas a áridas y quizás más frías, marcado por una reducción de la masa forestal arbórea y la expansión de la vegetación de estepa (Jalut *et al.*, 2000, 2009; Carrión *et al.*, 2010). Estas variaciones podrían ser consecuencia del establecimiento, de forma generalizada, del clima típicamente mediterráneo, con marcada estacionalidad y veranos secos, aunque también en el registro polínico pudieran estar amplificadas por la antropización y alteración del paisaje (Jalut *et al.*, 2000; Martínez-Cortizas *et al.*, 2009).

En torno a los 8.2 ka se produjo un evento frío que tuvo como resultado un aumento de la aridez, si bien debido a su carácter repentino sólo ha quedado registrado en algunas secuencias polínicas terrestres como la Laguna Medina (Reed *et al.*, 2001), el lago Estanya (Morellón *et al.*, 2009) o la turbera de Chan do Lamoso (Muñoz-Sobrino *et al.*, 2005, 2007) y en el registro marino del mar Alborán (Cacho *et al.*, 2001, 2002; Jiménez-Espejo *et al.*, 2008).

El gran número de registros climáticos terrestres para los últimos 5.000 años en la Península Ibérica y lo relativamente fácil que es contrastarlos con registros arqueológicos, históricos e instrumentales ha permitido resaltar la amplia variabilidad climática de este periodo.

En torno a los 4.500 años BP los registros polínicos terrestres registran un periodo de intensa aridez, sin relación evidente con un episodio de enfriamiento, aunque, como ya se ha comentado anteriormente, es posible que el registro aparezca reforzado por la actividad antrópica (Pantaleón-Cano *et al.*, 1996; Dorado *et al.*, 1998, 2002; Jalut *et al.*, 2000; Yll *et al.*, 2003; Muñoz-Sobrino *et al.*, 2004; Carrión *et al.*, 2010).

Una nueva fase árida se registra entre finales de la Edad del Bronce y principios de la Edad de Hierro (3.500 años BP) tanto en los depósitos continentales de la Península Ibérica (Jalut *et al.*, 2000; Carrión, 2002; Carrión *et al.*, 2010; Fletcher *et al.*, 2007; Martín-Puertas *et al.*, 2008, 2010) como en el registro marino (Bernárdez *et al.*, 2008; Combourieu Nebout *et al.*, 2009; Nieto-Moreno *et al.*, 2011). Durante este evento en el mar de Alborán se produce un descenso de la temperatura de superficie, asociado a la intensificación de la entrada de agua fría atlántica (Cacho *et al.*, 1999; Emeis *et al.*, 2000).

El Periodo húmedo Ibero-Romano (2.600-1.600 años BP) se caracteriza por un incremento generalizado de las precipitaciones y unas temperaturas moderadas en toda la Península Ibérica, como se ha reconocido en los registros polínicos (Desprat *et al.*, 2003; Gil-García *et al.*, 2007; González-Sampériz *et al.*, 2008; Ruiz-Zapata *et al.*, 2010), en la expansión de las zonas lacustres (Martín-Puertas *et al.*, 2008, 2009, 2010) y en una mayor actividad fluvial (Bernárdez *et al.*, 2008; Thorndycraft y Benito, 2006; Benito *et al.*, 2008; Macklin *et al.*, 2006; Lebreiro *et al.*, 2006). Este periodo viene sucedido por la Anomalía Climática Medieval (1.600-600 años BP) marcada por una primera etapa relativamente árida y fría, con un gran descenso de los niveles de lagos (Julià *et al.*, 1998; Valero-Garcés *et al.*, 2008; Riera *et al.*, 2004; Morellón *et al.*, 2009; Ruiz-Zapata y Gil-García, 2013) y una segunda etapa más cálida y húmeda (Martínez-Cortizas *et al.*, 1999; Julià *et al.*, 1998; Jalut *et al.*, 2000; Desprat *et al.*, 2003; Riera *et al.*, 2004; Gil-García *et al.*, 2007; Ruiz-Zapata *et al.*, 2010).

Finalmente, la Pequeña Edad de Hielo (en torno a 1600-1850 años BP) se caracteriza por un descenso generalizado de las temperaturas en toda la Península (Julià *et al.*, 1998; Desprat *et al.*, 2003; Riera *et al.*, 2004; Gil-García *et al.*, 2007; Martín-Puertas *et al.*, 2008; González-Sampériz *et al.*, 2008). En cuanto a las precipitaciones se ha observado una gran variabilidad, si bien, en general existe un incremento de disponibilidad hídrica como resultado del aumento de las inundaciones catastróficas y la alternancia de periodos secos y húmedos (Barriendos y Martín-Vide, 1998; Barriendos *et al.*, 1998; Benito *et al.*, 2003, 2008; Moreno *et al.*, 2008; Lebreiro *et al.*, 2006). Estas condiciones climáticas coinciden con las variaciones del índice NAO (Cook *et al.*, 2002), de forma que los años de mayor variabilidad atmosférica concuerdan con un valor negativo de NAO.

3.4. CONCLUSIONES DE LOS ANTECEDENTES

En síntesis, se observa que los estudios sobre la evolución del nivel del mar y las variaciones de los sistemas costeros en el Holoceno han ido incrementándose con el tiempo, y son cada vez más abundantes los trabajos publicados en diferentes ambientes sedimentarios litorales. Esto se debe a que la forma de entender y mejorar el conocimiento sobre las variaciones del nivel del mar se está realizando a partir de la comparación entre datos de distintas áreas y ambientes, de forma, que se puedan corroborar las hipótesis propuestas.

Los depósitos del Pleistoceno Superior y Holoceno del litoral español están marcados por las variaciones eustáticas pero se ha descuidado la influencia que haya podido tener la tectónica sobre el registro sedimentario y, por tanto, las conclusiones derivadas de estos depósitos pueden estar sujetas a algunas modificaciones. Además hay factores locales que no se han tenido suficientemente en cuenta, como son: (a) el factor climático, que se analiza en un contexto regional, de forma que su influencia es fundamentalmente sobre la eustasia pero sin importar el efecto local que puede producir la mayor o menor cantidad de aportes; (b) el factor fisiográfico y (c) la tectónica local.

Una particularidad importante de la costa castellonense, según los estudios precedentes (recogidos en el epígrafe anterior), es que la tectónica para éste periodo es un factor local

insignificante en comparación con los demás y, en particular, con la eustasia. Es por ello que el estudio de sus depósitos debe permitir obtener una curva relativa de variaciones del nivel del mar bastante fiable. Pero igualmente prestaremos una atención especial a éste factor, para no estar incurriendo en errores sobre la estimación de las variaciones del nivel del mar.

Habitualmente no se considera la importancia de los procesos erosivos en la evolución de la sedimentación de los depósitos litorales, por ello habrá que tenerlos muy presentes a la hora de estudiar los humedales, aun teniendo en cuenta que los lagos son sistemas deposicionales con un registro muy continuo donde no se esperan mayores hiatos.



CAPÍTULO 4. OBJETIVOS

CAPÍTULO 4. OBJETIVOS

Los antecedentes geológicos, que se recogen en el capítulo anterior, muestran una serie de trabajos que tenían como objeto caracterizar los depósitos cuaternarios, fundamentalmente los depósitos pleistocenos y, con menor detalle, los depósitos holocenos. En general ninguno de ellos ha seguido unos criterios estratigráficos definidos, por tanto, reconstruir la evolución sedimentaria de forma clara y ordenada es difícil y, más aún, analizar en detalle los factores o causas que dieron lugar a los cambios observados durante la sedimentación cuaternaria de las Planas de Sagunto y Castellón.

Nuestro interés, en un principio, se centró en determinar las variaciones del nivel del mar estudiando los depósitos litorales holocenos, y más concretamente, en los humedales costeros. A partir de una estratigrafía de detalle esperábamos determinar los factores regionales y locales responsables de las variaciones de la sedimentación, para este periodo. Las dudas sobre el contexto geológico en el que se formaron estas lagunas, hizo que el trabajo se extendiera hasta las últimas fases de relleno de los depósitos Pleistoceno Superior. De esta forma, se intentaría determinar los factores regionales (eustatismo, clima y tectónica) que controlan la sedimentación para el periodo comprendido entre el Pleistoceno superior y la actualidad, e incluir los factores locales (corrientes, vientos, etc.) para los últimos 7 ka, a partir del estudio de los humedales. En el análisis de los depósitos lacustres se intentaría mejorar la resolución del trabajo con un muestreo detallado de geoquímica, que además de permitir diferenciar los depósitos con mayor precisión, también supondrá comprender mejor las condiciones de sedimentación.

Una de las principales causas de los cambios en la sedimentación costera durante el Holoceno es el eustatismo, pero como hemos visto en los antecedentes, dependiendo de la zona y del tipo de depósitos, existen incongruencias en el número de oscilaciones registradas, sus edades, ritmicidades, velocidades, tendencias, etc., por lo que es necesario que aumente el número de datos disponibles, en cada una de las regiones litorales del Mar Mediterráneo Occidental. De esta forma, se podrán establecer con mayor precisión las causas o factores de las oscilaciones en el nivel del mar, el origen de estas, y quizás, conocer sus tendencias futuras.

Se acepta que otro de los factores más influyente de los cambios relativos del nivel del mar es el clima, tanto por estar asociado a los cambios glacio-eustáticos (factor regional de ciclicidad de 4º orden), como porque está directamente relacionado con los factores locales (factores de alta frecuencia, 5º y 6º orden), como son las corrientes oceánicas y atmosféricas, la temperatura superficial del agua, los vientos, etc. Los cambios glacio-eustáticos son bien conocidos pero la influencia del clima en los factores locales todavía está en discusión, y aprovechando las características de los humedales costeros de Almenara, Nules y Benicasim, donde prácticamente todo el aporte de agua procede del acuífero libre plio-pleistoceno, directamente asociado con la precipitación, podremos relacionar los niveles freáticos y condiciones hidrogeoquímicas de los humedales con las condiciones de humedad de la zona a lo largo del Holoceno. De forma que, las fluctuaciones climáticas de la zona, junto con los datos aportados en el entorno de la Península Ibérica podrán vincularse con las oscilaciones del nivel del mar observadas y determinar que factor local tiene mayor influencia; e incluso, para un periodo reciente, intentaremos apoyarnos en los datos históricos de los que se dispone en la zona para correlacionar el clima con estas variaciones del nivel del mar.

La fuerte influencia que ejerce el nivel del mar sobre la sedimentación costera durante el registro reciente a veces hace olvidar otros factores, de forma que se puede estar incurriendo en errores sobre la estimación de los cambios del nivel del mar: por ello no sólo analizaremos el contexto

tectónico regional descrito en los antecedentes sino que habrá que estudiar la influencia de la tectónica local en los depósitos estudiados.

Finalmente, una ventaja del estudio de humedales costeros sobre otros sistemas litorales, y que con frecuencia no se tiene en cuenta, son los procesos de erosión. La erosión es muy frecuente en sistemas clásicos costeros (deltas o flechas litorales, por ejemplo), que además son ambientes con tasas de sedimentación muy variables. Por el contrario, las lagunas tienden a experimentar menor número de eventos o procesos de erosión y sus tasas de sedimentación son mucho más constantes.

Teniendo en cuenta los aspectos explicados anteriormente nos hemos propuesto los siguientes objetivos:

1. Describir, datar y reconstruir la arquitectura estratigráfica del relleno sedimentario de las Planas de Sagunto y Castellón.
2. Caracterizar dicho relleno sedimentario desde el punto de vista geoquímico.
3. Identificar las condiciones de sedimentación de los distintos ambientes, incidiendo, con mayor detalle en los humedales costeros de Almenara, Nules y Benicasim.
4. Realizar mapas paleogeográficos para distintos momentos, desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad, de forma que se obtenga la evolución sedimentaria de las llanuras costeras de Castellón y Sagunto para este periodo.
5. Delimitar la influencia del clima, el eustatismo y la tectónica local en la arquitectura estratigráfica del relleno sedimentario para el periodo considerado.
6. Determinar la escala de actuación (local, regional o global) de los procesos identificados mediante su correlación con los resultados de estudios comparables sobre otros lugares del Mediterráneo.
7. Integrar todos los datos en un modelo de funcionamiento de las cuencas de Castellón y Sagunto desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad, con el ánimo de proponer una curva eustática relativa para esta zona del litoral español.



CAPÍTULO 5. METODOLOGÍA

CAPITULO 5. METODOLOGÍA

En este capítulo se detallan los procedimientos y herramientas utilizados para alcanzar los objetivos de este estudio, adaptando el orden de los distintos apartados al del plan de trabajo (Fig. 5.1).

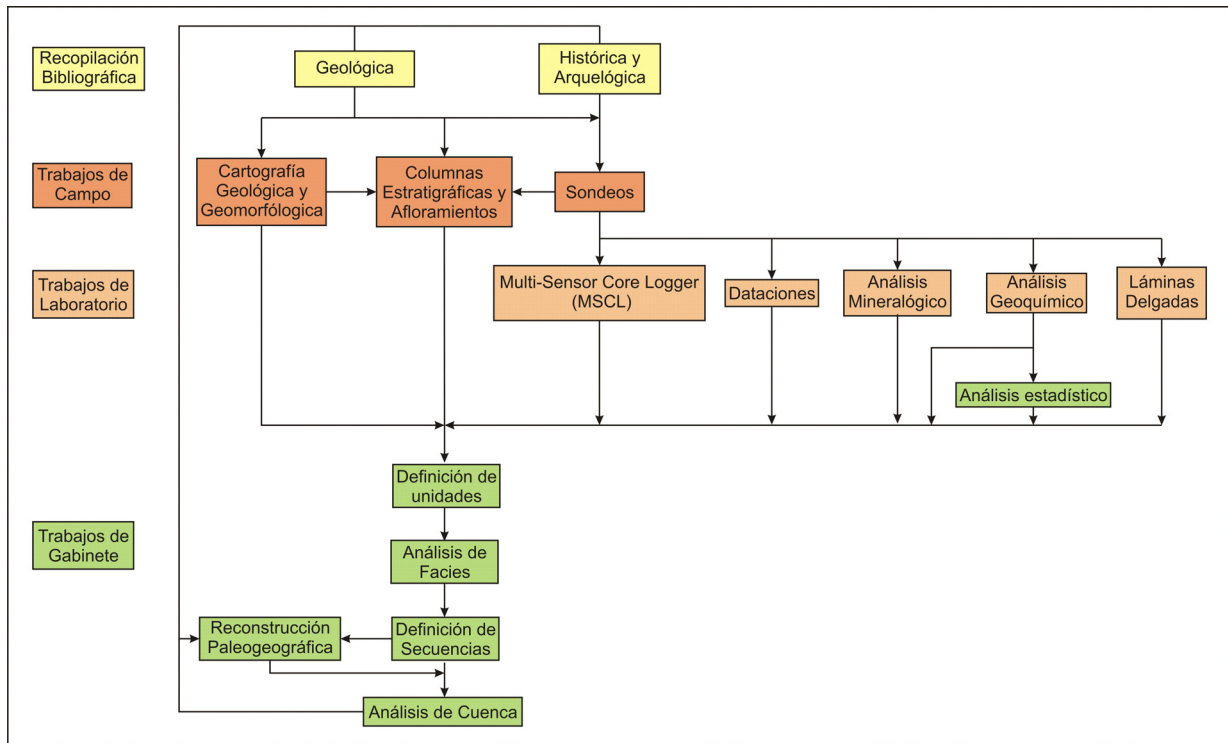


Figura 5.1.- Esquema conceptual de la metodología aplicada.

5.1. RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

La búsqueda de la bibliografía relacionada con la temática propuesta en nuestro estudio representa el punto de partida de la investigación y ha continuado hasta la fase de redacción de esta memoria. Se ha subdividido según la naturaleza de las referencias recabadas en: información geológica e información documental histórica y arqueológica.

5.1.1. Información geológica

Durante las primeras fases del estudio se realizó una recopilación de trabajos sobre la geología del levante peninsular, su contexto geológico, geomorfológico y estructural, y aquellos que hicieran especial hincapié en la evolución estratigráfica y sedimentológica y su relación con el nivel del mar durante la época reciente. Según avanzaba el estudio, se fueron reuniendo datos sobre todo el Mar Mediterráneo, su evolución durante el Pleistoceno y Holoceno y la influencia del clima sobre los ambientes litorales, especialmente los humedales costeros y los sistemas deltaicos.

Una buena parte de la revisión bibliográfica estuvo condicionada por la necesidad de conocer tanto el uso como la interpretación de los datos obtenidos a partir de determinadas técnicas analíticas. Además, dada la importancia de los resultados geoquímicos para este trabajo, se realizó una exhaustiva recopilación de información relacionada con las características geoquímicas de ambientes continentales, sobre todo lacustres y marinos.

5.1.2. Información histórica y arqueológica

La recopilación y análisis de datos históricos y arqueológicos en trabajos de depósitos recientes se utiliza habitualmente para identificar y datar eventos, y en muchos de los casos, para apoyar las conclusiones obtenidas del análisis sedimentológico (Zazo *et al.*, 1996; Dabrio *et al.*, 1999, 2000; Luque, 2002; Valero-Garcés *et al.*, 2003; Luque y Julià, 2002; Luque *et al.*, 2004; Riera *et al.*, 2004). La búsqueda bibliográfica de este tipo de documentos se ha estructurado en tres líneas:

- Datos relativos a la posición de línea de costa. A partir de distintos escritos (crónicas, diarios, anuarios,...) que hacen referencia a la línea de costa de lugares particulares o accidentes geográficos significativos (pueblos, torres, castillos, puertos, etc.), se puede reconstruir la línea de costa en determinados momentos. La utilización de estos datos, junto con los mapas históricos, ayuda a construir mapas paleogeográficos.

En la zona levantina el primer mapa reconocido es el “Valentiae Regni olim Contestanorum Si Ptolemaeo, Edentanorum Si Plinio Credimus Typus” de Abraham Ortelius datado en torno a 1584-1595. La información gráfica contenida en los mapas hasta el siglo XVIII es de poco valor, aunque permiten reconocer la orografía de la línea de costa (Figs. 5.2 y 5.3). Se han consultado unos 30 mapas o croquis de la zona levantina, obtenidos de la Cartoteca de la Facultad de Humanidades “Joan Reglà” de la Universidad de Valencia, del Archivo Cartográfico y de Estudios Geográficos del Centro Geográfico del Ejército y de la Cartoteca de la Biblioteca Nacional.

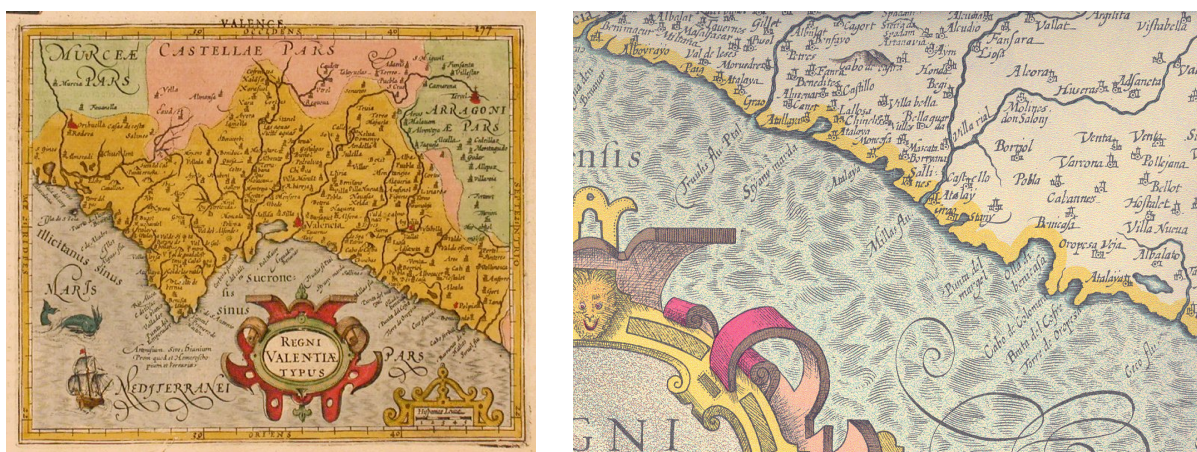


Figura 5.2.- Mapa “Regni Valentiae Typus” de Mercator y Hondius en 1609 y detalle del área de estudio en el mapa reeditado en 1628.

Otra fuente de datos relativos a la situación del mar en determinados momentos son los yacimientos arqueológicos. La zona estudiada es rica en yacimientos desde el Epipaleolítico (hace unos 6500 años), periodo en el que fue colonizada según indican los restos del yacimiento de Almenara. Los datos arqueológicos recogidos en la zona permiten reconstruir las características climáticas en distintos periodos y, además, a partir del comportamiento humano inferido por los arqueólogos se puede deducir su posición con respecto al mar (Mateu *et al.*, 1985). Un ejemplo evidente es la presencia de antiguos puertos marítimos, que indican claramente la posición y la altura relativa con respecto al mar, aunque en esta zona, la mayoría eran construcciones simples (muelles de madera o desembarcaderos en la costa) que no han dejado restos arqueológicos demasiado claros, a excepción de la gran abundancia de ánforas en sus proximidades (Calamó, Benicasim, etc). Hasta la actualidad,

sólo se ha podido reconocer con total certeza una zona portuaria romana, en las cercanías del Puerto de Sagunto, en el área denominada *Grau Vell*, y que según Aranegui *et al.* (1985, 1998) sus restos se encuentran sumergidos.



Figura 5.3.- “Mapa del Reyno de Valencia” por Antonio Josep Cavanilles en 1795. Incluye escala numérica y gráfica.

- Datos climáticos. La influencia del clima sobre el nivel del mar, y particularmente sobre el Mediterráneo ha sido demostrada por numerosos autores (Sivan *et al.*, 1999, 2001, 2004; Lambeck y Bard, 2000; Peltier, 2002; Lambeck *et al.*, 2004a, 2004b; Pirazzoli, 2005; Lambeck y Purcell, 2005; Peltier y Fairbanks, 2006; Zazo, 2006; entre otros), además el clima es uno de los factores que más afecta a los sistemas costeros hasta el punto de condicionar su propia existencia. Por ejemplo, los periodos de sequía pueden generar descensos en la lámina de agua de las lagunas costeras provocando incluso su desaparición y eventos esporádicos como lluvias torrenciales (muy frecuentes en el levante peninsular) pueden favorecer la entrada de sedimentos detríticos de tamaños de grano anómalos en los sistemas lacustres.

Se han recopilado datos relativos a los periodos de la “Pequeña Edad de Hielo” o el “Óptimo Climático Medieval”, que permitirán relacionar las condiciones climáticas con el nivel relativo del mar y las condiciones sedimentológicas de los humedales.

- Datos de actividad antrópica. La gran influencia que ha ejercido el hombre en esta región se refleja en la posición de la línea de costa y en el grado de conservación de los ambientes costeros, sobre todo de los humedales. Así como ejemplo, los espigones construidos para proteger las playas o los puertos han producido en las partes de sotavento, una fuerte erosión, que en algún caso ha llegado a provocar la desaparición parcial de playas y humedales (Fig. 5.4). Igualmente, la intensa deforestación producida a partir del siglo XVIII (Soriano, 2000) pudo incrementar la erosión de los relieves circundantes a los marjales aumentando la entrada de detríticos en las áreas más profundas de estos. Por último, hay que

tener en cuenta los diversos intentos de desecación de los humedales que se han llevado a cabo, sobre todo a partir de la marcha de los romanos.



Figura 5.4.- Comparativa entre el puerto de Sagunto en el año 1937 (foto superior) y el actual (foto inferior). La construcción de los diques ha generado una gran acumulación en la zona de barlovento (flecha negra) y una pérdida de sedimento en la zona de sotavento (flecha roja). El triángulo rojo señala un punto de referencia común a las dos fotografías, aunque la escala sea diferente.

Las fuentes bibliográficas históricas y arqueológicas han sido:

- Archivo del Reino de Valencia. Paseo de la Alameda, 22. 46010. Valencia.
- Archivo Histórico Provincial de Castellón. Calle Rafalafena, 29. 12003. Castellón.
- Archivo – Biblioteca de la Excm. Diputación de Castellón. Plaza Las Aulas, 1. 12001. Castellón.
- Biblioteca Valenciana. Avenida de la Constitución, 284. 46019. Valencia.
- Servicio de información bibliográfica. Bibliotecas de Universidad de Valencia. Calle La Nave, 2. 46003. Valencia.
- Biblioteca de Humanidades “Joan Reglà”. Calle Artes Gráficas, 13. 46010. Valencia.
- Archivo de la Diputación Provincial de Valencia. Calle Beato Nicolás Factor, 1. 46007. Valencia.
- Archivo Histórico Municipal. Plaza Ayuntamiento, 1. 46001. Valencia.

- Biblioteca Nacional de España. Sede Central de Madrid. Paseo de Recoletos 20-22. 28071. Madrid.

5.2. TRABAJO DE CAMPO

Los trabajos de campo han consistido en el levantamiento de la cartografía geológica y la perforación de sondeos.

5.2.1. Cartografía Geológica

Se ha llevado a cabo una revisión de la cartografía existente (Goy *et al.*, 1972a, 1972b, 1973a, 1973b; Gutiérrez Elorza y Pedraza, 1973; Obis y Canerot, 1972; Goy, 1978; Barnolas *et al.*, 1983; Gabaldón *et al.*, 1983; López-Buendía, 1995) y se ha cartografiado la zona de estudio a escala 1:25.000, para lo cual, se ha utilizado ortofotografías áreas digitales del Ministerio de Agricultura (SIGPAC), del Instituto Cartográfico Valenciano y del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA), y las fotografías áreas convencionales a escala 1:30.000 y 1:18.000. La escasez de cortes naturales en el área de estudio impidió el levantamiento de columnas estratigráficas de gran potencia, y sólo en el caso de los materiales pleistocenos, donde se encajan los ríos Mijares, Palancia, Rambla de la Viuda y alguna otra pequeña rambla se pudieron estudiar cortes estratigráficos y fotomontajes de la parte superior de estos depósitos. Para el estudio de los materiales holocenos Hubo que recurrir a perforar sondeos de longitud variable

5.2.2. Sondeos

Los puntos de perforación se eligieron con la información aportada por los datos históricos y arqueológicos, además de los aspectos geológicos observados en superficie, de forma que pudieran atravesar materiales representativos de la mayor influencia marina y, a la vez, permitieran reconstruir la arquitectura estratigráfica para el final del Pleistoceno y el Holoceno (Fig. 5.5).

Se han perforado sondeos a rotación y a percusión.

5.2.2.1. Sondeos a rotación

Se han perforado 5 sondeos a rotación con recuperación de testigo continuo; tres de ellos en los humedales de Almenara, Nules y Benicasim, y dos en las proximidades de las desembocaduras de los ríos Palancia y Mijares.

Los sondeos se han perforado con una máquina de sondeos *Neptuno-2000* adaptada a un camión del Servicio de Sondeos del Parque Móvil de Maquinaria del Ministerio de Medio Ambiente (Fig. 5.6). La mayor profundidad se alcanzó en el sondeo de Almenara donde se superaron los 50 m, aunque la profundidad media fue de 25 m. En las maniobras se ha utilizado un tubo simple y sólo en los niveles conglomeráticos cementados del Pleistoceno fue necesario emplear una batería de tubo doble (*wireline*). Los testigos recuperados presentan diámetros entre 95 y 110 mm y longitudes en torno a 1 m, coincidiendo con la profundidad asignada a cada maniobra con el objetivo de reducir lo máximo posible la compactación producida por la perforación.

Los sondeos se efectuaron en una única campaña entre Junio y Noviembre de 2004.



Figura 5.5.- Localización de los sondeos a rotación y percusión.



Figura 5.6.- Máquina de sondeo a rotación Neptune – 2000. Sondeo de Almenara.

5.2.2.2. Sondeos a percusión

En las áreas donde la litología era presumiblemente menos compacta se perforaron sondeos a percusión, o *vibracore*, con un conjunto portátil denominado coloquialmente *Cobra*. Se trata de un pequeño equipo compuesto por un generador eléctrico y una cabeza de perforación con un martillo neumático eléctrico que realiza sondeos de 63 mm de diámetro (Fig. 5.7). La cabeza de perforación consta de un tubo cilíndrico de más de 1 m de longitud, en cuyo interior se ajusta un tubo de metacrilato (Fig. 5.8), de forma que ningún proceso pueda modificar las propiedades físico-químicas de la muestra durante la extracción, lo que no impide cierta deformación, en particular la compactación o deformación de estructuras sedimentarias. La longitud máxima de las maniobras fue de 1 m, determinada por la longitud del tubo de la cabeza, disminuyendo en aquellos sitios donde la posibilidad de arrastre de maniobras anteriores fuese mayor. Así, en las maniobras más profundas, donde es mayor la posibilidad de arrastrar sedimento de las paredes del sondeo durante el descenso, la profundidad a sondear no superó en ningún caso los 80 cm. El mecanismo de extracción de las maniobras consiste en un sistema de palancas y rodamientos (Fig. 5.9). Los principios básicos del mecanismo de utilización de un *vibracore* fueron detallados por Lanesky *et al.* (1979) y puestos al día por Glew *et al.* (2001).

La ventaja de este mecanismo de recuperación respecto a otros métodos portátiles es que permite superar niveles más compactados y de granulometrías mayores. En este caso, se penetraron niveles de arenas con espesores superiores a 1,5 m de potencia y con cierto grado de cementación. Además, al quedar guardados los testigos herméticamente desde el momento de la extracción, la manipulación de los sedimentos es mínima, permitiendo que éstos lleguen al laboratorio en las

condiciones más naturales, y así medir las propiedades físicas inalteradas con el *multi sensor core logger* (MSCL) antes de llevar a cabo los muestreos sistemáticos (geoquímico, rayos-X, granulometría, etc.), que modifican las propiedades físico-químicas del sedimento.



Figura 5.7.- Perforación de vibracore en la zona de Nules sobre limos.



Figura 5.8.- Tubos de sondeos. Se observa los distintos cambios de litología a través de las paredes de metacrilato.



Figura 5.9.- Mecanismo de palanca para la extracción de las maniobras.

En total se han perforado 10 sondeos de este tipo en los tres marjales (Fig. 5.5), alcanzándose una profundidad máxima de 6,20 m y una mínima de 1,95 m. Tres de los sondeos se encuentran situados a pocos centímetros de la embocadura de los sondeos a rotación de Almenara, Nules y Benicasim. La repetición, de al menos, los dos primeros metros de los sondeos largos pretende obviar la pérdida de material que se produce durante el inicio de un sondeo a retropercusión en sedimentos poco consolidados.

Los sondeos se hicieron dos campañas: Mayo de 2004 y Junio de 2005.

5.3. TRABAJOS DE LABORATORIO

5.3.1. Multi-Sensor Core Logger (MSCL)

El MSCL permite la determinación de las propiedades físicas de los sedimentos que depende de la composición mineralógica y textural. El MSCL permite obtener un registro continuo y de alta resolución de las propiedades físicas en depósitos lacustres y aluviales, donde con frecuencia el reconocimiento visual no es suficiente para detectar cambios en la composición de los sedimentos.

El MSCL sólo se puede utilizar en testigos no consolidados y en tubo de metacrilato; por ello únicamente se ha empleado en los testigos de los sondeos a percusión.

Las técnicas geofísicas para la testificación de sondeos comenzaron a desarrollarse en la industria petrolífera a partir de los trabajos de Schlumberger de principios del s. XX, y tienen como finalidad caracterizar las rocas perforadas mediante diversos sensores, obteniendo a lo largo de las paredes del sondeo diversos *logs* (diagrafías). A partir de estas diagrafías se pueden determinar las características, de los materiales atravesados y de los fluidos que pudieran contener (Rider, 1986). Partiendo de esta experiencia, y aprovechando la posibilidad de obtener testigos continuos, se comenzaron a aplicar estas técnicas en sondeos de investigación de zonas marinas profundas (*Ocean Drilling Program*). Posteriormente y de manera directa sobre el testigo obtenido se empezaron a medir las características individuales en el laboratorio para, finalmente, concentrar todas las herramientas en un único equipo ("*Multi-sensor core logger*").

Este equipo permite estudiar los testigos con varios sensores a la vez, de una forma rápida, sistemática, de bajo coste y sin pérdida de material del testigo. Cuenta con la ventaja de ser, una técnica analítica no destructiva, por lo que es uno de los primeros ensayos de laboratorio a los que se someten sondeos, marinos y continentales, para deducir eventos, ciclicidades y tendencias en la sedimentación, la formación de determinados minerales, las variaciones en la salinidad del sedimento, los cambios en las tasas de sedimentación y otros parámetros.

El MSCL utilizado se ubica en los Laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España e incorpora sensores necesarios para registrar: diámetro del sondeo, velocidad ondas-P, amplitud ondas-P, susceptibilidad magnética, impedancia, densidad, factor de porosidad y resistividad del material a estudiar (Fig. 5.10). Está construido por la compañía inglesa GEOTEKTM (Schultheiss *et al.*, 1988; Weaver y Schultheiss, 1990; Gunn y Best, 1998) y fue adquirido por el IGME en el año 2004, coincidiendo con la perforación de nuestros sondeos, de forma que la calibración y las primeras medidas se efectuaron ese mismo año sobre los testigos recuperados de los diez *vibracores*.

En sedimentos lacustres, el MSCL se restringe tradicionalmente a obtener datos de susceptibilidad magnética que permiten detectar la llegada de aportes terrígenos al ambiente sedimentario (Keen y Shane, 1990; Dean *et al.*, 1996; Lees *et al.*, 1998; Dean y Schwalb, 2000; Wagner *et al.*, 2006; Moreno *et al.*, 2007), permitiendo correlacionar eventos entre distintos sondeos (Abrantes *et al.*, 2005). Nuestro objetivo se ha ampliado ante la posibilidad de establecer parámetros que pueden correlacionarse con determinadas composiciones o texturas, para realizar una aproximación a la composición de todo el sondeo de forma continua, sin destruirlo y con un bajo coste económico.

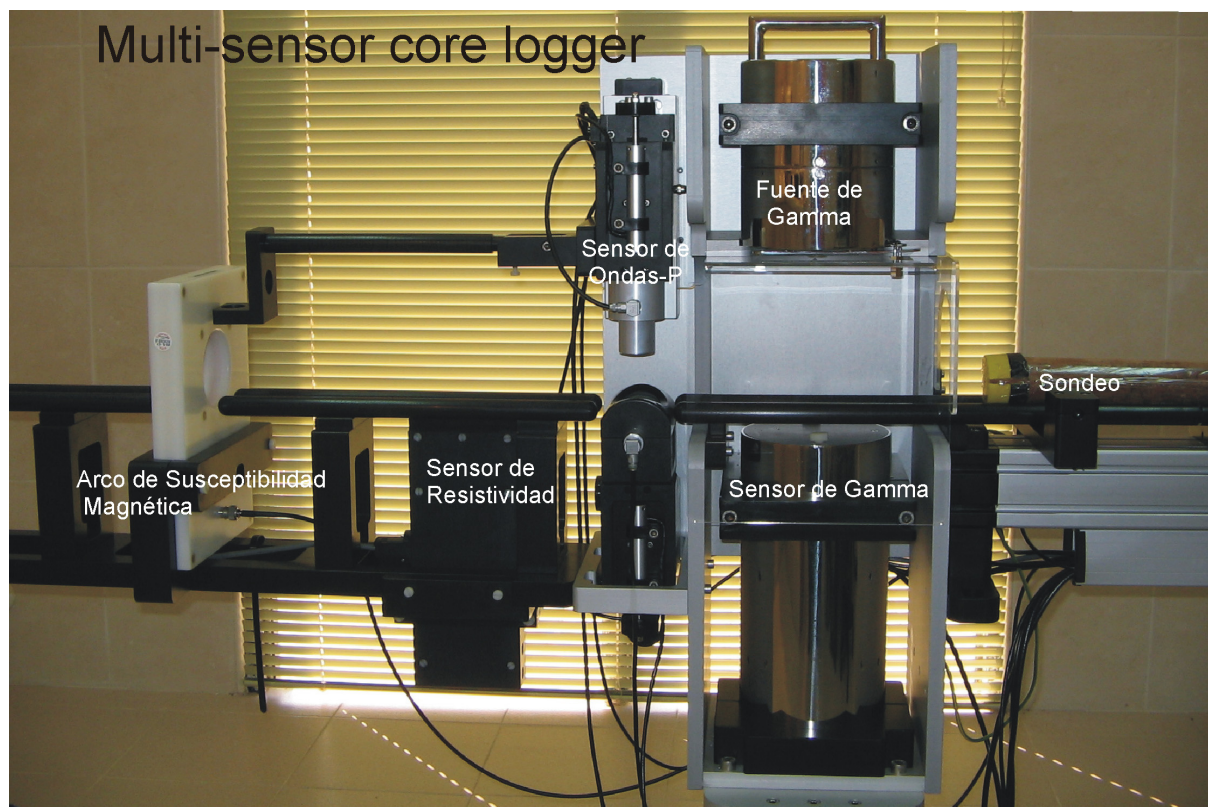


Figura 5.10.- Multi-sensor core logger de los Laboratorios de IGME.

El protocolo seguido y las características de los parámetros medidos se detallan en el Anexo I. De los 8 parámetros medidos los que han aportado mayor información son la densidad y la susceptibilidad magnética. Ambos parámetros están directamente relacionados con la composición del material estudiado, por lo que su respuesta refleja inequívocamente la composición litológica del sedimento. En cambio los otros parámetros, debido a las características de los sedimentos, al agua que pueden contener y a la metodología utilizada no han aportado datos resolutivos, y sólo en algunos casos han podido ayudar a la caracterización de los depósitos. Por ello, en la descripción de las columnas estratigráficas se aporta la información de la densidad y susceptibilidad magnética medidas, aunque en el Anexo II se encuentran los datos obtenidos de todos los parámetros y las conclusiones obtenidas de la comparación entre los datos geofísicos y los geoquímicos.

5.3.2. Muestreo

Los muestreos se realizaron teniendo en cuenta la técnica analítica que se iba a utilizar y el objetivo perseguido. Así, la caracterización mineralógica de los depósitos, tanto en testigo de sondeo como de campo, se efectuó según las litologías observadas de *visu*.

En el caso del muestreo geoquímico, la escala elegida ha variado entre los sondeos a rotación y los *vibracore*, según la homogeneidad del depósito y, sobre todo, la resolución deseada. En los sondeos a rotación se ha muestreado con un espaciado entre muestras de 20 cm y no más de 2 cm de grosor, para caracterizar adecuadamente los del Pleistoceno hasta la actualidad. Sólo en las zonas que pudieran tener un mayor interés, porque los depósitos mostraran mayores variaciones litológicas, se ha efectuado un muestreo cada 10 cm. Por contra, en la parte basal de los depósitos pleistocenos del Sondeo de Benicasim, la mala recuperación y la homogeneidad del depósito obligaron a aumentar el espaciado entre muestras hasta los 2 m. En lo que respecta al muestreo de los tres *vibracores* es continuo con un espaciado de 1 cm, sin espacios sin muestrear y espesor de muestra en torno a 1 cm,

dependiendo del grado de compactación. El objetivo en este caso era reconocer los cambios geoquímicos para los últimos milenios con una gran resolución temporal.

Finalmente, el muestreo para dataciones se ha efectuado a base y techo de las secuencias sedimentarias reconocidas a simple vista, siempre condicionado por las características litológicas, puesto que era necesario que las muestras tuvieran el mayor contenido posible en carbono orgánico.

5.3.3. Análisis mineralógico

Para la caracterización mineral de los distintos depósitos se ha recurrido a la difracción de rayos X (DRX).

Los análisis se han llevado a cabo en los Laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España utilizando un equipo X'Pert PRO MPD de PANalytical equipado con tubo de cobre (40mA; 40kV), monocromador de grafito y rendija automática. El software de captación de datos empleado es la versión 2.1.a del Data Collector (PANalytical). El posterior análisis e interpretación de los datos obtenidos, llevado a cabo en el Laboratorio, se ha realizado con el software HighScore versión 3.0.4 (PANalytical) y las bases de Datos PDF-2 (ICDD) y CODJanuary2012.

La caracterización mineralógica de la roca total se realizó con el método del polvo cristalino (DRXP), trabajando sobre la muestra previamente molida para obtener un tamaño de partícula menor de 0,074 mm y realizando un barrido, en el intervalo $2^\circ - 65^\circ 2\theta$, con tamaño de paso $0,0167^\circ$.

Para la determinación de las especies de filosilicatos presentes en la fracción arcilla se prepararon agregados orientados que se han estudiado en ambiente normal, solvatados con etilenglicol en fase vapor a 60°C durante 48 horas y calentados a 550°C durante dos horas.

En cuanto a la estimación semicuantitativa de las fases cristalinas se ha utilizado el “Método de los Poderes Reflectantes” (Schultz, 1964; Barahona, 1974), tomando los resultados obtenidos como indicadores relativos de la concentración de cada mineral identificado en la muestra.

5.3.4. Análisis geoquímico

Los ensayos se han llevado a cabo en los Laboratorios del Instituto Geológico y Minero, donde se analizaron las muestras de los sondeos a rotación, y el Laboratorio *ALS Chemex* de Canadá, donde se ensayaron las muestras de los sondeos a percusión. En ambos casos, las muestras se molieron previamente para asegurar un tamaño de grano inferior a 0.074 mm requerido en los diferentes ensayos.

Los datos obtenidos se recogen en el Anexo III, separados según las facies identificadas.

5.3.4.1. Determinación de carbono y azufre

Los resultados de los ensayos de los laboratorios encargados de la determinación del carbono (total, orgánico e inorgánico) y azufre total, aunque son equivalentes, muestran algunas diferencias pues cada laboratorio sigue sus propios procedimientos técnicos.

En el Laboratorio de Geoquímica del IGME, el análisis de carbono total y de azufre se ha llevado a cabo con un analizador elemental ELTRA CS-800. El método consiste en la combustión de la muestra en atmósfera de oxígeno y la detección del CO_2 y SO_2 resultante por detectores infrarrojos.

En algunas muestras se consideró conveniente discriminar entre carbono orgánico e inorgánico, para lo que se ensayaron de nuevo en el analizador elemental tras someterlas a un ataque con ácido clorhídrico al 10%, obteniendo el valor de TOC (carbono orgánico total). El valor de carbono inorgánico se calcula como la diferencia entre el carbono total y el carbono orgánico.

Por su parte, en el laboratorio de *ALS Chemex*, la determinación del carbono total y del azufre se ha realizado con un analizador elemental LECO. El carbono inorgánico (TIC) se ha obtenido tras filtrar con ácido clorhídrico y medir el CO₂ resultante con un gasómetro. La cantidad de carbono orgánico se expresa entonces como la diferencia entre carbono total y carbono inorgánico.

En las muestras en las que no se ha podido determinar con estos ensayos los valores del TIC o TOC, bien por sus características o por ajuste presupuestario, se ha optado por aplicar la aproximación definida por Dean (1974 y 1999) para calcular el carbono orgánico a partir de la cantidad de materia orgánica. Así, para determinar la materia orgánica se ha utilizado el método de Walkley-Black, basado en la valoración con dicromato potásico en medio ácido. En los sondeos de Almenara y Benicasim donde se ha estimado que la cantidad de carbono orgánico representa la mitad de la materia orgánica total de una muestra (Dean 1974, 1999). Se ha utilizado este método en contra del cálculo a partir de la pérdida por calcinación a 950° multiplicado por 0,276 propuesto por Dean (1974), porque no se ajustaban con el carbono total medido, posiblemente debido a la presencia de diferentes litologías (Santisteban *et al.*, 2004).

5.3.4.2. Determinación de elementos mayoritarios y menores

Para cuantificar los elementos mayores se recurrió a la fluorescencia de rayos X en los Laboratorios del IGME y el Laboratorio de *ALS Chemex*. Las muestras se prepararon en forma de perlas fundidas mezcladas con tetraborato de litio que se midieron en equipos de espectrometría de rayos X.

La técnica se basa en la radiación secundaria característica que emiten los elementos al ser irradiados con un haz de rayos X. La medida de las longitudes de onda e intensidades de los diferentes elementos presentes en una muestra reflejan sus concentraciones.

En los Laboratorios del IGME se utilizó un equipo Magix de PANalytical, y se analizaron: Si, Al, Fe, Ca, Ti, Mn, K, Mg y P. Estos análisis de elementos mayores por FRX se completan con la determinación del sodio, mediante la fusión de la muestra con metaborato de litio y su análisis con un espectrofotómetro de absorción atómica (VARIAN FS- 220), y la pérdida por calcinación (PPC) de las sustancias volátiles a 950° C.

En el laboratorio de *ALS Chemex* se cuantificaron los siguientes elementos: Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K, Cr, Ti, Mn, P, Sr y Ba.

5.3.4.3. Determinación de elementos traza

Los análisis de elementos traza se han realizado en los Laboratorios del IGME aplicando dos técnicas diferentes pero con sensibilidades muy parecidas: la fluorescencia de rayos X y la espectrometría óptica de emisión atómica con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES), en función de la cantidad de muestra disponible, ya que la primera requiere un tamaño de muestra mayor del que no siempre se ha dispuesto

A diferencia de los análisis de elementos mayores con FRX, descritos anteriormente, para determinar elementos traza la muestra se mezcla con un agente aglutinante (Elvacite) y se comprime en una prensa hidráulica para conseguir una pastilla.

En el caso de la espectrometría de emisión atómica, basada en la emisión de longitudes de onda características de los distintos elementos (dentro del rango de la luz visible), al tratarse de muestras sólidas se sometieron a una digestión con una mezcla de ácidos fluorhídrico, nítrico y perclórico concentrada hasta sequedad, diluyéndose el residuo resultante en ácido clorhídrico al 10%. Una vez preparadas las muestras se introducen en el equipo, un Variant Vista-MPX, en forma líquida.

5.3.4.4. Determinación de nitrógeno

Los análisis para conocer la proporción de nitrógeno (N), basados en el método *Kjeldahl*, se han efectuado en los Laboratorios del IGME.

Este método se fundamenta en la transformación del nitrógeno total de la muestra en sales de amonio, que después se valoran por volumetría ácido- base. Consta de tres etapas: (1) digestión, en la que el nitrógeno se convierte en ion amonio; (2) destilación, separación por arrastre con vapor del amoníaco, y posterior solubilización en una solución ácida de concentración conocida; y (3) valoración en la que se mide la cantidad de ácido neutralizado por el amoníaco disuelto obteniéndose la cantidad de nitrógeno presente en la muestra inicial.

5.3.5. Realización de láminas delgadas

Los niveles cementados y calcretas reconocidos en las secuencias pleistocenas y holocenas se estudiaron en láminas delgadas preparadas en el Laboratorio de Ensayos Tecnológicos del IGME.

5.3.6. Dataciones

Se efectuaron dataciones por tres técnicas distintas: ^{14}C , U/Th y luminiscencia estimulada ópticamente (OSL). Las dataciones por U/Th no dieron resultado debido a la abundancia de minerales detríticos que tenían las muestras.

5.3.6.1. Dataciones radiométricas de ^{14}C

Teniendo en cuenta la edad relativa (Pleistoceno-Holoceno) de los distintos sistemas deposicionales reconocidos y la naturaleza de los materiales investigados se consideró que las dataciones radiométricas con el isótopo de carbono-14 eran las más apropiadas para nuestro objetivo. La combinación de estas dataciones con criterios estratigráficos ha permitido reconstruir la evolución de la cuenca.

El método se fundamenta en la pérdida de ^{14}C de la muestra, por desintegración radioactiva a ^{14}N , de una cantidad de carbono inicial, de forma que la proporción entre ambos varía progresivamente (Arnold, 1995).

Existen dos técnicas para la datación por radiocarbono: puede llevarse a cabo por datación radiométrica convencional o por el acelerador de espectrometría de masas (AMS). La primera detecta partículas beta a partir de la descomposición de átomos de ^{14}C , mientras que el acelerador de espectrometría de masas realiza el conteo del isótopo ^{14}C directamente, lo que mejora la sensibilidad de la medida.

La cantidad de muestra necesaria para la determinación por radiocarbono dependerá de su contenido en carbono orgánico puesto que se necesita que supere un umbral mínimo del 1% del carbono total. La precisión de la edad calculada depende de la cantidad de carbono orgánico de la muestra y también de su antigüedad, cuanto más antigua menor precisión. El muestreo para las dataciones fue especialmente cuidadoso para evitar la contaminación con partículas de carbono de fuentes actuales. Así, el material a datar se recogió de la zona del núcleo de los sondeos con un espesor en torno a 3 cm, aumentando el espesor hasta los 5 cm en zonas con bajo contenido en carbono orgánico, y se empaquetó en bolsas dobles de plástico. Pese a la escurpulosidad del muestreo se han detectado errores debidos a contaminación, tanto procedentes de fuentes de mayor edad como otras más jóvenes.

Los análisis se han llevado a cabo en el laboratorio de *GADAM Centre* (Gliwice Absolute Dating Methods Centre, Departament of Radioisotopes Institute of Physics, Silesian University of Technology, Poland), utilizando el método de radiocarbono convencional o el AMS, según la cantidad de carbono orgánico contenido en el sedimento.

El laboratorio *GADAM Centre* calibró las edades aplicando el programa de software OxCal v3.10 de Ramsey (2006), muy utilizado en arqueología. Este programa usa como referencia la curva IntCal04 (Reimer *et al.*, 2004) basadas en datos de dendrología (Stuiver *et al.*, 1998), corales (Bard *et al.*, 1998; Burr *et al.*, 2004; Cutler *et al.*, 2004; Fairbanks *et al.*, 2005) y foraminíferos (Hughen *et al.*, 2004).

Buscando un programa de calibración de aplicación geológica se ha optado por el Calib versión 6.1.0 del mismo grupo (Stuiver y Reimer, 1993; Stuiver *et al.*, 2003) que desarrolló la curva IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009). La edad calibrada se ha obtenido de la media de los valores con mayor probabilidad de encontrarse en el intervalo de dos veces la desviación estándar (Fig. 5.12).

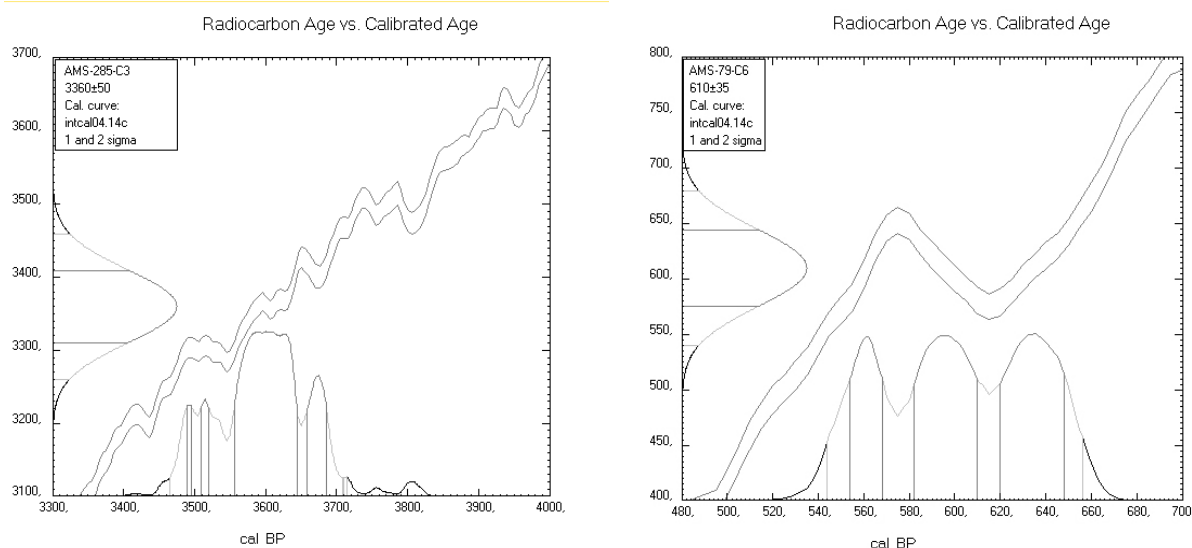


Figura 5.12.- Ejemplos de calibración con el programa Calib 6.1.0. En el eje de ordenadas se introduce la edad de radiocarbono con el rango de incertidumbre (1 o 2 veces la desviación estándar) y se refleja en la curva de calibración para obtener los rangos de edad calibrada. Nótese que las sinuosidades de la curva pueden dar lugar a varios intervalos con edades calibradas.

5.3.6.2. Dataciones por luminiscencia estimulada ópticamente (OSL)

Las dataciones por OSL se llevaron a cabo como apoyo a los resultados obtenidos por ^{14}C en los depósitos detríticos donde la cantidad de carbono era muy baja o las edades esperables superaban su rango de medida.

Las medidas se han realizado en el laboratorio del departamento de Geografía de la Universidad de Sheffield (UK) por la Dra. Alicia Medialdea.

El principio de esta técnica es que los minerales de cuarzo expuesto durante cierto tiempo a radiación ionizante absorben energía acumulando cargas atrapadas en su estructura y al ser estimulados con luz, estas cargas se recombinan liberando la energía almacenada emitiendo señal luminiscente. De esta forma se puede determinar la edad de la última exposición de un sedimento a luz solar.

La dosis de radiación que recibe un grano de cuarzo enterrado viene de los radionucleidos externos, principalmente de las series del U, Th y ^{40}K , y una mínima parte de la radiación cósmica.

Un problema habitual de este método de datación es el “blanqueamiento” parcial de los granos de cuarzo cuando quedan expuestos al sol durante los procesos de erosión, transporte y sedimentación previos a su enterramiento. Si los granos de cuarzo no pierden la dosis que habían recibido anteriormente, antes de su enterramiento definitivo por diversas causas (tiempo de exposición pequeño o condiciones del medio que no permitieron que la luz incidiera directamente) entonces la medida no corresponde a este último enterramiento sino a la suma de estos y la distribución de la dosis de los granos de cuarzo presenta una amplia dispersión. En este caso, para el cálculo de la dosis equivalente, y la edad correspondiente, se aplica un modelo de edad mínima, IEU (Internal-External Consistency Criteria, Thomsen *et al.*, 2005; Medialdea *et al.*, 2014). Como ejemplo la dosis medida de la muestra de Castellón-1, donde se ha estimado la dosis a partir del 18% de las medidas (Fig. 5.13).

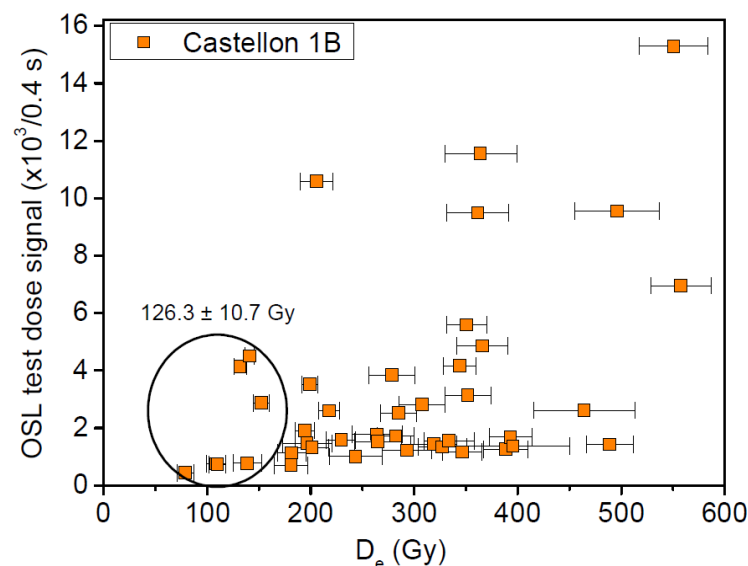


Figura. 5.13.- Distribución de dosis, con una dispersión por encima del 47%, basada en la medida de 72 alícuotas ($n=45$ pasan los criterios de selección) de la muestra Castellón-1B. El círculo indica la población (18%) identificada por el modelo IEU como “bien blanqueada” y por tanto, utilizada para la estimación de la edad. La dosis equivalente estimada, 126.3 ± 10.7 Gy.

5.4. TRABAJOS DE GABINETE

Los trabajos de gabinete abarcan el tratamiento de los datos, su representación y posterior análisis e incorporación a esta memoria, para lo cual se han utilizado diversos programas informáticos. El tratamiento de datos estadísticos se ha realizado con hojas de cálculo y programas de análisis numéricos como son el *SPSS 12.0* y *R 2.2.0*. El tratamiento de imágenes y la preparación de las figuras se han realizado con *Adobe Photoshop*, *Adobe Illustrator* y *Corel Draw 14*. Los datos climáticos obtenidos de los registros documentales históricos de los últimos cuatro siglos se han analizado con el software libre *AnClim*. Los datos históricos referidos a la posición de la línea de costa y principalmente los de torres vigía, atalayas, etc., se han introducido y manipulado en un SIG (Sistema de Información Geográfica), *ArcView 3.2* y *ArcGis 9.2*.

Dada la importancia que tiene en el desarrollo de este trabajo, a continuación se expone brevemente el análisis estadístico aplicado a los datos geoquímicos.

5.4.1. Análisis de regresión lineal

Es una técnica estadística utilizada para conocer el grado de dependencia, en nuestro caso elementos químicos. La cuantificación de esta relación se hace a través del “coeficiente de correlación múltiple”.

En el contexto del análisis de la regresión lineal simple, el coeficiente de correlación múltiple (R) establece una medida del grado de asociación lineal entre la variable respuesta (y) y la variable predictora (x), que es la recta de regresión estimada. Se define a partir de n pares de observaciones, mediante la expresión:

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

verificándose que $-1 \leq R \leq 1$.

En este caso:

- Si hay relación lineal positiva, R tiene un valor próximo a 1.
- Si hay relación lineal negativa R es próximo a -1 .
- Si la relación lineal es débil R tendrá un valor próximo a 0.

Su cuadrado, denominado coeficiente de determinación múltiple, puede interpretarse como el porcentaje de variabilidad de y (variable respuesta) explicado por la regresión. Cuando R^2 es igual a 1, todos los puntos se encuentran sobre la recta de regresión estimada y "el ajuste es perfecto".

5.4.2. Análisis multivariante

El propósito de estos análisis es identificar los factores más relevantes que expliquen la variabilidad en los datos y determinar las interrelaciones entre un número muy elevado de datos. De los dos objetivos, clasificación y de interdependencia, en el análisis clasificatorio se intenta determinar

los datos estadísticos, o las ecuaciones, con los que se pueden distinguir grupos dentro de un conjunto muestra. Este análisis puede agrupar sedimentos de la misma procedencia, o bien, establecer criterios que permitan decidir futuros análisis en grupos previamente estructurados. La mayor parte de los estudios físico-químicos utilizan un gran número de variables para su descripción; sin embargo, muchas de las variables pueden estar relacionadas, por lo que casi siempre existe información duplicada, y se hace muy difícil entender su estructura esencial; y el análisis clasificatorio tiende a simplificar el número de variables. Las técnicas más utilizadas para la clasificación son: el análisis discriminante y el análisis cluster.

En cuanto a las relaciones de interdependencia, pueden estudiarse con el análisis de regresión múltiple, análisis factorial, análisis de correspondencias y análisis de componentes principales. Este último ha sido el que hemos aplicado para evaluar los datos obtenidos de los ensayos geoquímicos. El análisis se ha realizado mediante el lenguaje de programación de análisis de datos estadísticos **R** de Ihaka y Gentleman (1996).

5.4.2.1. Análisis de componentes principales

Se trata de un método estadístico utilizado para ordenar y reducir el número de variables, según sus relaciones (Hartmann, 2007). Es decir, se trata de sustituir un gran número de variables por unas pocas nuevas, sin pérdida de información, lo que facilita el análisis y la interpretación de los datos.

Su aplicación permite discriminar distintas facies e incluso caracterizar el ambiente de formación mediante la reducción de la complejidad del modelo geoquímico y la clasificación de las variables y muestras en grupos naturales (Mezzadri y Saccani, 1989; Rocha *et al.*, 1999; Santisteban *et al.*, 2004; Machado *et al.*, 2005; Cundy *et al.*, 2006; Mediato y Santisteban, 2006) y es un método preciso para la separar los orígenes de los sedimentos (Boyle, 2001).

Algunos autores (Boyle *et al.*, 1999; Boyle, 2001; Marchal *et al.*, 2002) han utilizado también el análisis de componentes principales como método estadístico para comparar la composición de los sedimentos de distintas áreas geográficas. En nuestro caso, sólo se ha llevado a cabo el análisis de componentes principales entre diferentes lugares cuando su comportamiento geoquímico resulta parecido, de forma que las varianzas entre los distintos elementos sean similares.

Las variaciones de las distintas componentes principales a lo largo del tiempo indican la evolución del sistema, a escala de facies o de todo el sistema deposicional. Por ejemplo, Santisteban *et al.* (2004) separan varias facies según la afinidad de cada una de ellas a los diversos grupos de elementos geoquímicos (Fig. 5.14).

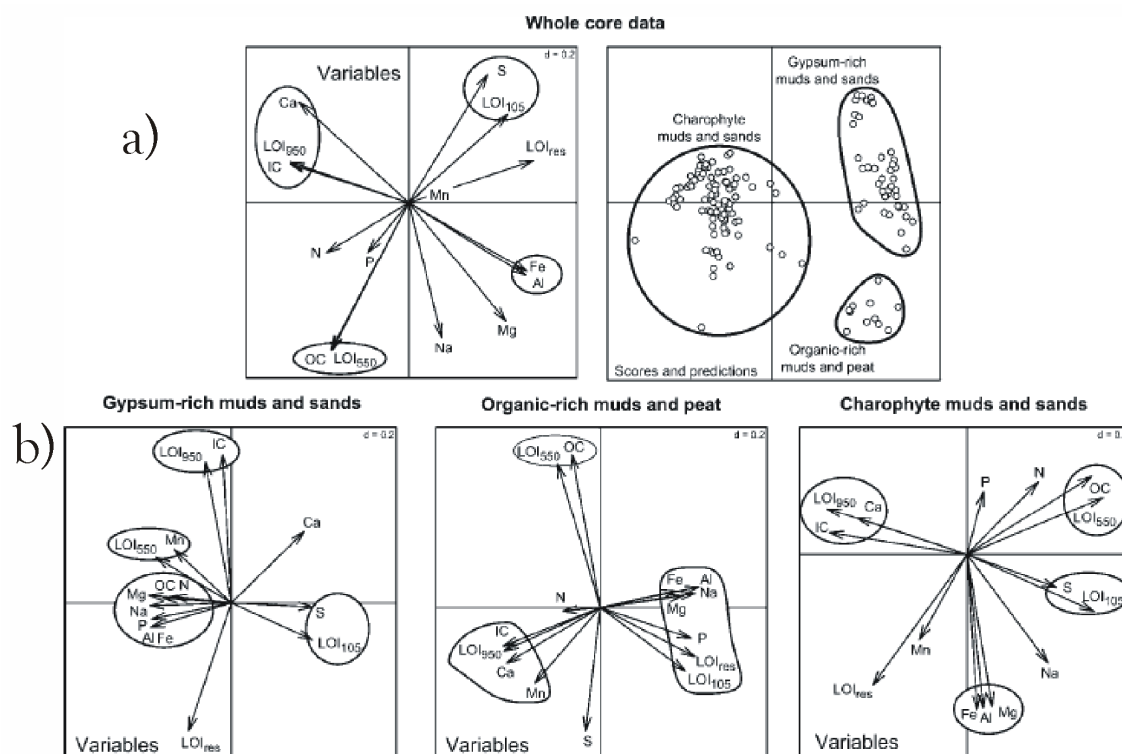


Figura 5.14.- (a) Discriminación en varias facies. (b) Caracterización de cada una de las facies. (modificado de Santisteban et al., 2004)

El análisis permite, además, conocer la relación de cada muestra con las distintas variables, y por tanto, la evolución del depósito.

Otro ejemplo, donde Julià y Luque (2006) muestran la evolución geoquímica y los procesos naturales y antrópicos de un sistema lacustre en el tiempo (Fig. 5.15).

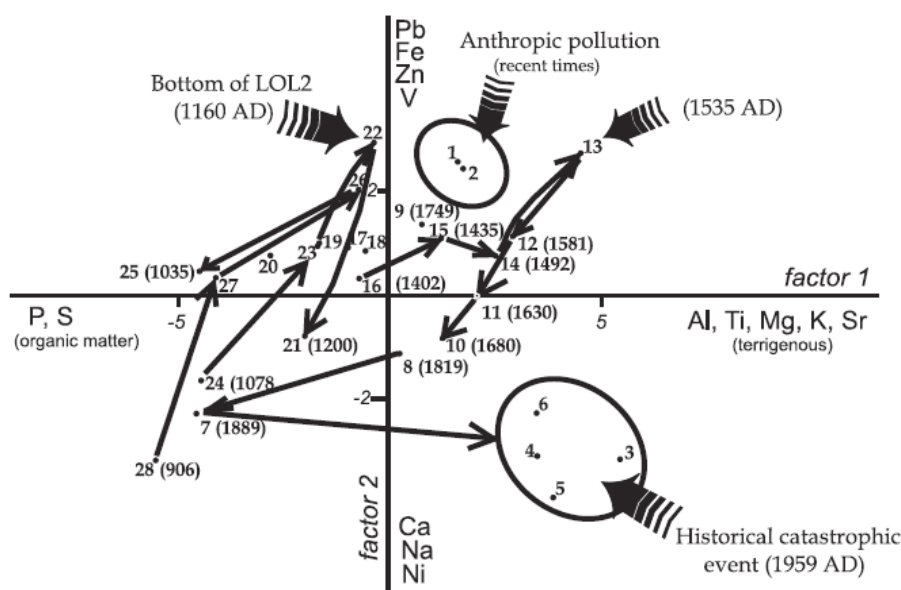


Figura 5.15.- Evolución de un sistema lacustre desde el año 900 hasta la actualidad (modificado de Julià y Luque, 2006).



PARTE II: ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA



CAPÍTULO 6. ESTRATIGRAFÍA

PARTE II: ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

En esta parte se expondrán los resultados obtenidos del análisis sedimentológico, estratigráfico y geoquímico de los depósitos del Pleistoceno superior y Holoceno, separados en dos unidades aloestratigráficas diferentes por una discontinuidad.

CAPITULO 6. ESTRATIGRAFÍA

En este epígrafe se recoge la información estratigráfica básica de la que se partirá para la diferenciación de las distintas unidades, y posteriormente, la construcción de un modelo evolutivo. Primero se describirán las columnas estratigráficas, seguido de la definición del contexto cronoestratigráfico en el que se sitúan los sedimentos de las llanuras costeras, para lo cual, se expondrá el análisis de las dataciones radiométricas que se han obtenido. Y finalmente, se establecerá el armazón estratigráfico de los depósitos estudiados.

La arquitectura estratigráfica en depósitos cuaternarios continentales ha sido, y es, muy difícil de establecer según los criterios de las distintas comisiones estratigráficas: la Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica (NACSN, 1983) y la Subcomisión Internacional de Clasificación Estratigráfica (ISSC), (Salvador, 1994), y más aún, si es un área litoral donde se interdigitan depósitos costeros marinos y continentales. En este trabajo se define formalmente las unidades estratigráficas que conforman las llanuras costeras según las guías de las comisiones internacionales, pero dado su complejidad, sobre todo para mostrar su evolución vertical, nos apoyaremos en las distintas ramas de la estratigrafía. Además, tenemos la intención de relacionar los datos obtenidos con otras zonas costeras y marinas que normalmente se basan en la estratigrafía secuencial.

Los depósitos cuaternarios suelen presentarse aislados y cuando se superponen están separados por discontinuidades, de forma que los límites morfológicos subdividen los depósitos cuaternarios en unidades estratigráficas menores. Es decir, se recurre a criterios geomorfológicos para distinguir unidades morfoestratigráficas (Hughes, 2007), siendo muy escasos los trabajos donde se emplean criterios estratigráficos (Hudges, 2010). En la mayoría de estos trabajos se recurre a criterios estratigráficos formales basados en los principios de la aloestratigrafía, la cual define e identifica unidades estratigráficas a partir de límites discordantes (NACSN, 1983), de forma que, las discontinuidades marcan los límites de las unidades y su evolución. Salvador (1994) equiparó las unidades aloestratigráficas con las unidades limitadas por discontinuidades en la propuesta de la Guía de Estratigrafía Internacional. Estas unidades genéticas se definen a partir de rasgos estratigráficos objetivos que suponen cambios o procesos tectónicos, eustáticos o climáticos que afectan a toda la cuenca con carácter regional.

Se puede barajar la posibilidad de utilizar la cronoestratigrafía para definir las distintas unidades pero la idea se desvanece por la presencia de numerosas discordancias dentro de los bordes de cuenca. Estas discontinuidades no permiten mantener la premisa de que las unidades cronoestratigráficas deben estar limitadas por superficies sincrónicas. De igual manera, la litoestratigrafía, que diferencia unidades según sus propiedades litológicas, tampoco es fácilmente aplicable en depósitos costeros donde los cambios litológicos son tan frecuentes (Autin, 1996). Por el contrario, la aloestratigrafía permite establecer unidades sedimentarias relacionadas genéticamente aunque sea en depósitos sedimentarios heterogéneos.

La mayoría de los trabajos de depósitos litorales o deltas pleistocenos y holocenos utilizan como herramienta la estratigrafía secuencial (Somoza *et al.*, 1998; Dabrio *et al.*, 2000; Amorosi *et al.*, 2003, 2005, 2009; Amorosi y Milli, 2001; entre otros). La estratigrafía secuencial no es formal pero analiza los cambios en los modelos de apilamiento en respuesta a las variaciones en el espacio de acomodación y los aportes sedimentarios (Catuneanu *et al.*, 2009, 2010). En este caso, los límites de unidades o secuencias son discontinuidades o sus superficies correlativas (Mitchum *et al.*, 1977). Así, dentro de la secuencias de depósito, el límite Holoceno-Pleistoceno se ha considerado tradicionalmente como un límite tipo I de van Wagoner *et al.* (1988), tras el cual se deposita una secuencia completa de edad holocena. De esta forma, es mucho más sencillo explicar la evolución de los bordes de cuenca mientras según los principios de la unidades estratigráficas formales, es muy complicado establecer los límites de las unidades puesto que han de ser grandes discontinuidades (Catuneanu *et al.* 2009; Hanneman y Wideman, 2010). En síntesis, en muchos casos, como en esta memoria de tesis, el enfoque depende del objetivo y viene determinado por la escala de trabajo o rango, así, a mayor rango de escala, donde nuestro interés se centra en los procesos a escala de cuenca que han producido las grandes discontinuidades, usaremos la aloestratigrafía, aunque siempre vinculada, si es posible, con la estratigrafía secuencial, y para la reconstrucción de cambios de pequeño rango en las condiciones ambientales del borde de la cuenca utilizaremos la estratigrafía secuencial, en cualquiera de sus ramas.

6.1. DESCRIPCIÓN DE LAS COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

Se describen las columnas estratigráficas de los 15 sondeos según la posición geográfica, de sur a norte (Fig. 6.1), incluyendo en la documentación gráfica (Anexo IV) la información más relevante del MSCL, la situación del muestreo para la difracción de rayos-X, las dataciones calibradas y los datos de geoquímica.

La descripción de los sondeos se basa fundamentalmente en criterios litológicos, a los que se han sumado los rasgos post-deposicionales que han producido cambios texturales y mineralógicos.

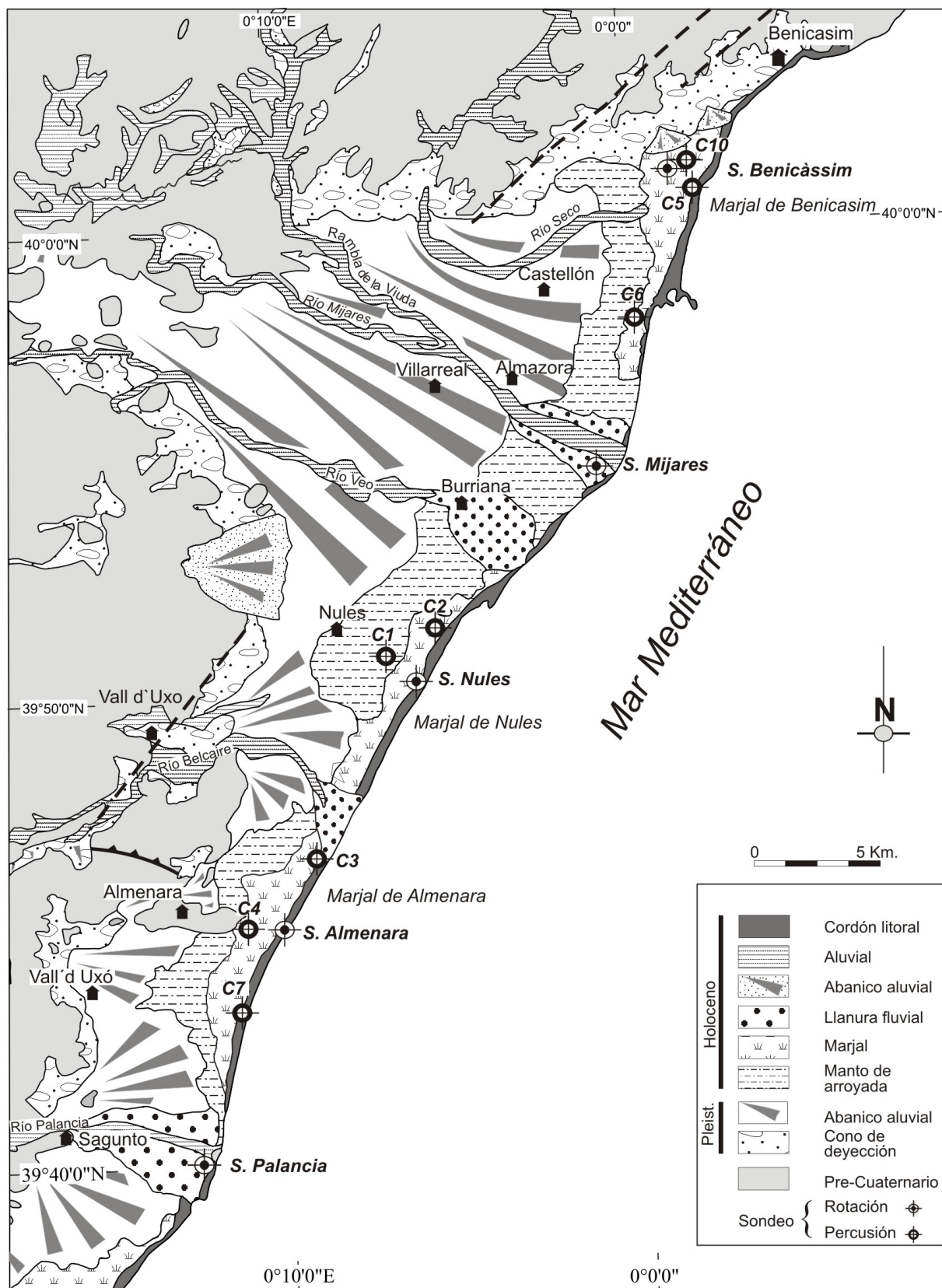


Figura. 6.1- Situación de los sondeos sobre la síntesis cartográfica realizada.

6.1.1. Sondeo del río Palancia (Coordenadas UTM: 738719/4395110)

Sondeo ubicado junto a la desembocadura del río Palancia, en el paraje denominado *Plans de Canet*, aproximadamente a 1 km de la línea de costa y una altura de 8 m respecto al nivel del mar (Fig. 6.2. y 6.3). El sondeo se realizó a rotación, con recuperación continua de testigo pero, al igual que ocurre en el sondeo del río *Mijares* los materiales son de granulometría gruesa lo que no permitió una buena recuperación, especialmente en la base de los sedimentos holocenos, por lo que también se optó por utilizar doble tubería (*wireline*) y recuperar los ripios. Alcanzó una profundidad de 32 m, cortando materiales de edad Pleistoceno y Holoceno.

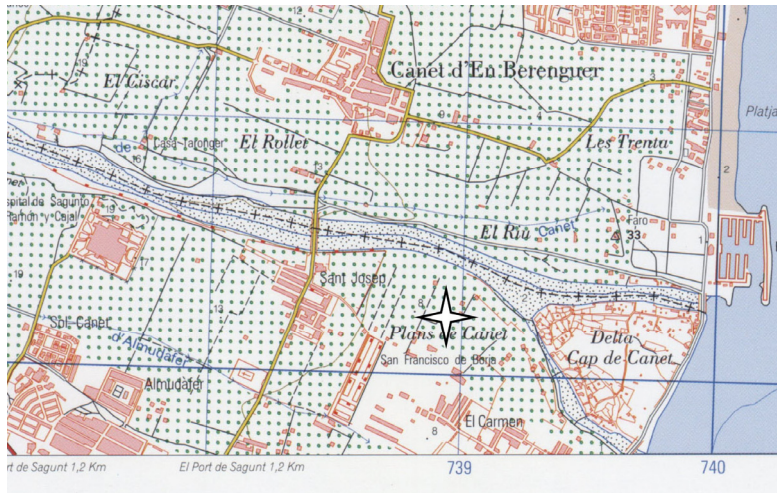


Figura 6.2.- Ubicación del sondeo del río Palancia. Base topográfica: Mapa Sagunto 668-IV (58-52) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km.

Figura 6.3.- Fotografía aérea oblicua con la situación del sondeo del río Palancia. Fuente: Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad Valenciana.



Geológicamente, el sondeo se ubica sobre una terraza aluvial constituida por arenas limosas pardas con abundantes intercalaciones conglomeráticas.

Descripción (Fig. 6.4 y Anexo IV):

- Tramo 1.** 32,1 – 30,3 m: Conglomerado rojo muy cementado. Cantos redondeados, principalmente de calizas, arenas rojas (Buntsandstein) y arenas amarillas. El centil es superior a 10 cm.
- Tramo 2.** 30,3 – 29,60 m: Tramo de mala recuperación de ripios. Aparecen abundantes fragmentos de calizas, cuarcitas blancas y arenas rojas, aunque también se reconocen cantos blandos margosos. Posiblemente se trata de restos de un caliche o costra carbonatada.
- Tramo 3.** 29,6 – 20,30 m: Tramo perforado con tricono donde sólo se han extraído ripios. Está constituido por un conglomerado pardo-rojizo con cantos de calizas mesozoicas, arenas rojas, cuarcitas blancas y fragmentos de un conglomerado anterior. La matriz está constituida por limos arenosos pardos.

aunque, no ha sido posible definir si el conglomerado es matriz o granosoportado. Presenta intercalaciones limosas con cantos dispersos.

Tramo 4. 20,30 – 18,40 m: Limo arcilloso pardo-rojizo con cantos redondeados. Los cantos son de calizas y cuarcitas, con un centil de 5 cm. La escasa recuperación del tramo no permitió describir los contactos inferior y superior.

Tramo 5. 18,40 – 16,40 m: Ripios. Gravas de cantos redondeados con matriz limosa de tonos pardo-rojizos. Los cantos corresponden calizas, areniscas rojas y cuarcitas.

Tramo 6. 16,40 – 15,50 m: Tramo no recuperado. Posiblemente constituido por los mismos cantos de los que está compuesto el tramo anterior.

Tramo 7. 15,50 – 15,10 m: Arenas gruesas, pardo-rojizas, con algún canto redondeado disperso. Hacia el techo trazas de raíces rellenas de nódulos de carbonatos.

Tramo 8. 15,10 – 13,10 m: Gravas con abundante matriz arenosa. Los cantos son de areniscas rojas y calizas redondeadas. El mayor centil se encuentra a base del tramo y tiene un diámetro superior a los 10 cm. El contacto con la unidad inferior es neto.

Tramo 9. 13,10 – 12,75 m: Gravas de grano fino ligeramente cementadas. Cantos de calizas subangulosos. Contacto inferior gradual.

Tramo 10. 12,75 – 9,70 m: Gravas de color pardo-rojizo con abundante matriz arenosa. Los cantos son calizas, areniscas rojas y cuarcitas redondeadas. Los mayores tamaños aparecen en la parte inferior del tramo. Centil de 9 cm. El contacto inferior se ha interpretado como neto, aunque la recuperación no fue completa.

Tramo 11. 9,70 – 8,25 m: Gravas finas (2-3 cm) arenosas con fragmentos de gasterópodos que pasan en la vertical a arenas arcillosas. En la parte superior aparecen trazas de raíces rellenas por nódulos de carbonatos (1-2 cm).



Figura 6.4.- Imagen de la base del sondeo del río Palancia entre los metros 32,10 m a 20,30 m.

Tramo 12. 8,25 – 7,00 m: Gravas limo-arenosas, matriz soportadas, con cantos redondeados y alargados (centil en torno 5 cm). Hacia el techo disminuye el tamaño de los clastos y aumenta la matriz.

Tramo 13. 7,00 – 6,40 m: Gravas con abundante matriz limosa que hacia el techo pasan a arenas pardas y, finalmente, arcillas pardas con algún canto disperso y nódulos de carbonatos. Contacto inferior gradual.

Tramo 14. 6,40 – 5,90 m: Gravas medias con matriz limo-arenosa. Mala recuperación del contacto inferior que parece muy brusco.

Tramo 15. 5,90 – 5,50 m: Limos pardos con pequeños cantos dispersos. Presentan nódulos de carbonatos a favor de trazas de raíces. Contacto inferior brusco aunque la recuperación no ha sido completa.

Tramo 16. 5,50 – 4,00 m: Gravas gruesas pardas clastosoportadas con matriz limosa. Presenta un centil de 12 cm, los cantos son angulosos y están constituidos por calizas y cuarcitas. Hacia el techo pasan a

Tramo 17. 4,00 – 3,30 m: Arcillas y limos arcillosos pardos. En parte superior se observan óxidos de hierro. Intercalación de limos pardos. el contacto inferior fue mal recuperado.

Tramo 18. 3,30 – 2,10 m: Arenas pardas con laminación horizontal. Hacia el techo disminuye el tamaño de grano. Contacto inferior neto y horizontal.

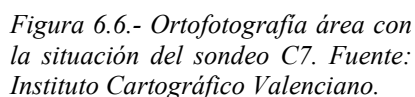
Tramo 19. 2,10 – 1,10 m: Limos y limos arcillosos pardos con laminación horizontal.

Tramo 20. 1,10 – 0,50 m: Arenas pardas. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 21. 0,50 – 0,00 m: Relleno antrópico. Lateralmente, en un afloramiento próximo, se ha reconocido limo arenoso pardo con fragmentos de gasterópodos y cantos dispersos.

Se ha perforado en el marjal de Almenara en las inmediaciones de Canet de Berenguer (Fig. 6.5), en el paraje denominado *Les Salines*, aproximadamente a 580 m de distancia de la línea de costa actual (playa Almardà). La embocadura se situó a una cota de 1 m y alcanzó una profundidad de 6,20 m. Desde el punto de vista geológico se sitúa en el borde sur del marjal de Almenara, cerca del contacto entre el cordón dunar y el marjal (Fig. 6.6).

Figura 6.5.- Ubicación del sondeo C7. Base topográfica: Mapa Sagunto 668-IV (58-52) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.



Descripción (Fig. 6.7 y Anexo IV):

- Tramo 1.* 6,20 – 5,73 m: Arcilla limosa de tonos pardos con la base cementada. Concreciones carbonatadas pequeñas (< 5 mm) que hacia el techo disminuyen progresivamente. Presenta algún resto de gasterópodo en la base, mientras en los últimos 10 cm hay un incremento progresivo de óxidos de hierro y moteados verdosos. Los minerales reconocidos en la difracción de rayos-X son: cuarzo, calcita, filosilicatos (illita, caolinita y vermiculita) y feldespatos.
- Tramo 2.* 5,73 – 5,42 m: Arcillas grises que pasan verticalmente a negras debido posiblemente a un aumento paulatino de la materia orgánica. El contacto inferior es neto. Algún gasterópodo disperso. Los minerales característicos son: cuarzo, filosilicatos (illita, caolinita y vermiculita), calcita, feldespato potásico, y trazas de pirita y yeso.
- Tramo 3.* 5,42 – 4,86 m: Turba hémica negra con gasterópodos enteros. Presenta concentraciones rojas de fibras de vegetación dispersos y fragmentos de raíces pardas verticales. En torno a 4,96 aparece un nivel de concentración gasterópodos dulceacuícolas enteros. Se han identificado cuarzo, calcita, feldespato potásico y trazas de yeso con difracción de rayos X. El contacto inferior es gradual.
- Tramo 4.* 4,86 – 4,84 m: Margas (fango) pardas con abundantes foraminíferos, fragmentos de gasterópodos y caráceas menores de 1 mm. Presenta una base irregular.
- Tramo 5.* 4,84 – 4,03m: Turba hémica negra con concentraciones rojizas dispersas de fibras de plantas. A 4,81 y 4,05 aparecen niveles de concentración de gasterópodos enteros y fragmentos (*Bythinea* y *Hydrobia*). Hacia el techo aparecen restos de raíces subactuales pardas. El contacto inferior es horizontal y neto.
- Tramo 6.* 4,03- 4,00 m: Tramo constituido por talos y oogonios de caráceas de tonos amarillos. Base neta e irregular.
- Tramo 7.* 4,00 – 3,68 m: Turba hémica negra con concentraciones rojizas dispersas de fibras de plantas. Hacia el techo raíces verticales subactuales. Mediante el análisis con difracción de rayos-X sólo se ha podido determinar la presencia de cuarzo. Base neta y horizontal.
- Tramo 8.* 3,68 – 3,57 m: Arenas pardas con una suave laminación horizontal. Son abundantes los restos vegetales de tonos rojizos y pardos (filamentos finos) y fragmentos de material turboso negro. Presentan fragmentos de gasterópodos. La base es erosiva.
- Tramo 9.* 3,57 – 3,46 m: Turba arenosa de color pardo-negro con abundantes concentraciones de restos vegetales (filamentos finos). Escasa presencia de gasterópodos enteros y fragmentos. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 10.* 3,46 – 3,24 m: Arena fina gris-parduzca laminada con abundantes restos vegetales (filamentos finos) de color pardo. La base es erosiva con abundante cantidad de fibras vegetales que disminuyen hacia techo. Son abundantes los restos de gasterópodos. Los minerales reconocidos por difracción de rayos X son cuarzo, calcita y dolomita, se han observado además indicios de vivianita y rutilo.
- Tramo 11.* 3,24 – 3,23 m: Alternancia de finas láminas de arenas pardas muy fina y turba negra. El contacto basal es muy neto y horizontal.
- Tramo 12.* 3,23 – 3,08 m: Turba parda-negra hémica. Abundantes gasterópodos terrestres enteros y fragmentos (*Hidrobía*, *Bithynia* y *Limnaea*). Presenta a techo raíces subactuales. Base neta y horizontal.
- Tramo 13.* 3,08 – 3,02 m: Arcilla gris-parda. Gasterópodos escasos. Presenta acumulaciones de turba y de fibras de plantas. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 14.* 3,02 – 2,63 m: Turba hémica parda-negra. Abundantes gasterópodos enteros dispersos, siendo más abundantes en la base. Contacto inferior neto.
- Tramo 15.* 2,63 – 2,34 m: Turba hémica parda. Hacia el techo del tramo aumentan considerablemente los restos de fibras vegetales y la presencia de gasterópodos enteros. El contacto inferior es gradual solo observable por la variación en el contenido en gasterópodos y de coloración. Nivel de acumulación de gasterópodos (*Limnaea*) en torno a los 2,46 m.
- Tramo 16.* 2,34 – 2,18 m: Margas (fango) grises con gasterópodos enteros y fragmentos. Restos de fibras de plantas y de raíces verticales subactuales. Hacia el techo presenta un aumento en el contenido de vegetación. Base irregular.

Tramo 17. 2,18 – 2,00 m: Arcillas grises con gran acumulación de fibras de plantas y numerosas raíces. El contacto inferior es muy difuso. Escasa presencia de gasterópodos. Los minerales reconocidos son: calcita, cuarzo, filosilicatos (illita y trazas de caolinita) y yeso.

Tramo 18. 2,00 – 1,90 m: Arcilla turbosa de tono pardo-negruzco con abundantes gasterópodos enteros. Raíces verticales sin degradación que llegan a los tramos inferiores. Contacto inferior difuso.

Tramo 19. 1,90 – 1,78 m: Turba hémica negra con gasterópodos enteros dispersos (*Limnaea*). El contacto inferior parece brusco, pero el cambio de maniobra al realizar el sondeo no permite una observación clara.

Tramo 20. 1,78 – 1,66 m: Turba hémica parda-grisácea. El contacto inferior es difuso, solamente se observa un cambio en la coloración y la presencia de fibras vegetales rojizas dispersas. Abundante cantidad de gasterópodos enteros y raíces verticales.

Tramo 21. 1,66 – 1,47 m: Arcillas grises con abundantes gasterópodos enteros dispersos. Restos de fibras vegetales dispersas y raíces que alcanzan el tramo inferior. Límite inferior neto y horizontal. Hacia el techo parece aumentar el contenido en materia orgánica y disminuir la cantidad de arcillas.

Tramo 22. 1,47 – 1,40 m: Turba hémica con gasterópodos enteros. Contacto inferior gradual.

Tramo 23. 1,40 – 1,23 m: Margas (fango) grises. Gasterópodos enteros dispersos. El contacto inferior es neto e irregular, posiblemente erosivo. Concentraciones dispersas de materia orgánica. La mineralogía determinada con difracción de rayos X incluye calcita, mayoritariamente, y minoritariamente cuarzo y filosilicatos (indicios de flogopita).

Tramo 24. 1,23 – 0,90 m: Limos rojos con cantos dispersos de nódulos de carbonato de hasta 3 cm. Contacto inferior erosivo. Posible relleno antrópico.

Tramo 25. 0,90 – 0,00 m: Relleno.

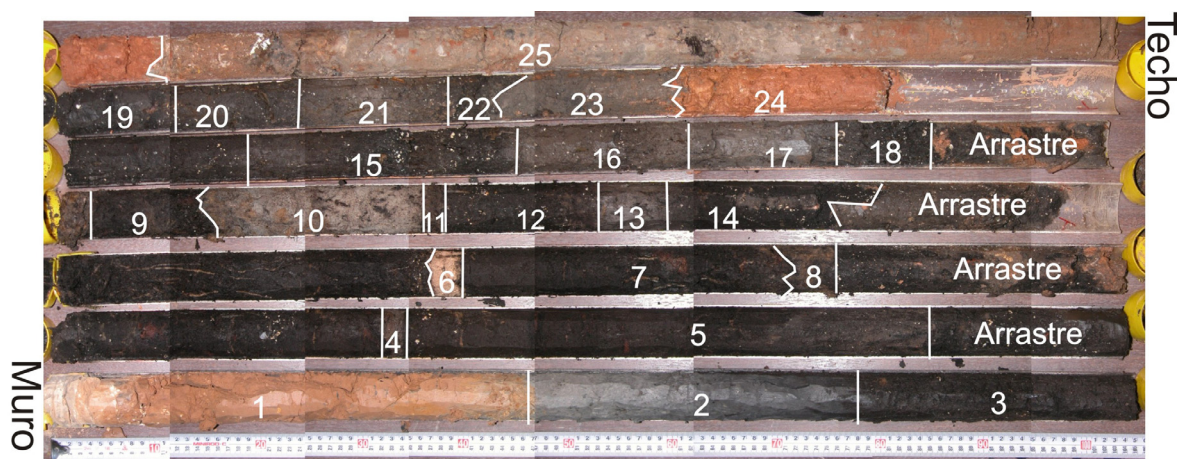


Figura 6.7.- Composición fotográfica del sondeo C7 con indicaciones de los tramos.

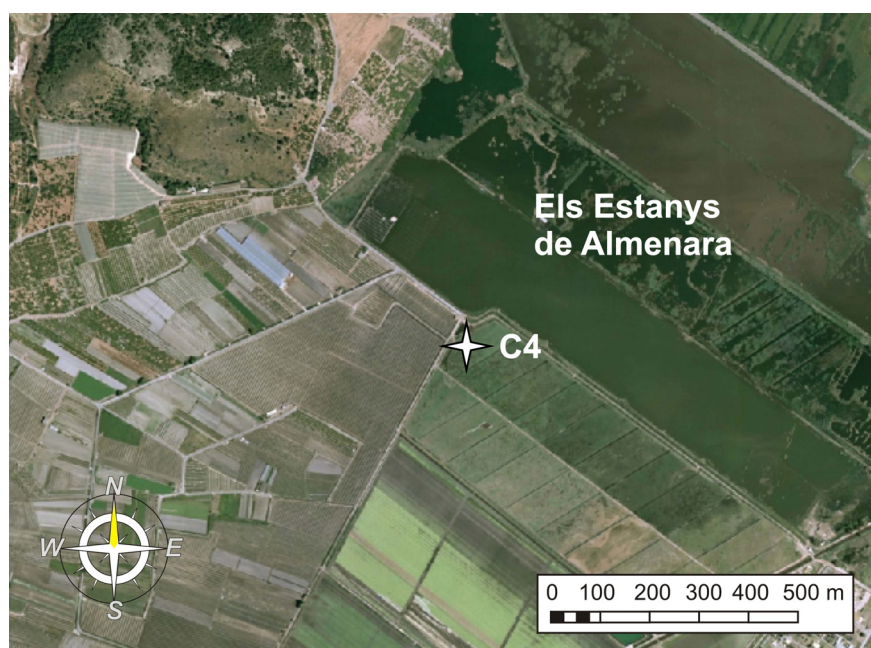
6.1.3. Sondeo C4 (Coordenadas UTM: 740457/4403437)

Este sondeo se ha efectuado en las cercanías de la *Muntanya Blanca* (Almenara) junto a L'Estany d'Almenara, en el paraje denominado como *La Taiola* (Fig. 6.8). El sondeo se encuentra a una distancia aproximada de 1550 m de la línea de costa actual y la embocadura se ubica a 0,5 m del nivel del mar medio (Fig. 6.9). La profundidad alcanzada con dicho sondeo realizado con el *vibra-core* fue de 3,10 m. Este sondeo se encuentra situado geológicamente en la zona interna del marjal de Almenara. Al Oeste de la ubicación del sondeo se encuentran los depósitos detríticos de los conos de deyección que provienen de los sedimentos triásicos de la Montaña Blanca.



Figura 6.8.- Ubicación del sondeo C3. Base topográfica: Mapa La Vall d'Uixo 668-II (58-51), Mapa Sagunto 668-IV (58-52), Mapa Mocofo 669-I (59-51), Mapa Barrio Mar 669-III (59-52); MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.

Figura 6.9.- Ortofotografía área con la situación del sondeo C4, junto a las lagunas de Almenara (Els Estanys). Se observa que los límites actuales de las lagunas corresponden a límites artificiales, caminos y carreteras, e incluso que fueron roturadas parcialmente para la agricultura. Fuente: Instituto Cartográfico Valenciano.



Descripción (Fig. 6.10 y Anexo IV):

- Tramo 1.** 3,10 – 2,69 m: Arcillas grises que pasan en la vertical a arcillas negras. Concreciones carbonatadas de hasta 1 cm de diámetro, más abundantes a la base, constituyendo un nivel parcialmente cementado. Gasterópodos enteros y fragmentos. Abundantes raíces. El tramo incluye calcita, cuarzo, dolomita, mica trazas de yeso.
- Tramo 2.** 2,69 – 2,61 m: Tramo parcialmente fluidificado de margas (fango) pardas. Niveles de pequeño espesor de acumulación de restos de caráceas. Son muy abundantes los gasterópodos (*Bithynia*) enteros aunque hay un nivel de acumulación a los 2,65 m y progresivamente, disminuyen en la vertical. Se observan fibras vegetales dispersas de tonos rojos. El contacto con las arcillas es gradual. En difracción de rayos X la calcita es el mineral principal, acompañado de aragonito, cuarzo y yeso.
- Tramo 3.** 2,61 – 2,47 m: Turba hémica negra. Base neta y horizontal.
- Tramo 4.** 2,47 – 2,21 m: Tramo amarillo claro constituido básicamente por restos muy finos de caráceas y algún gasterópodo disperso. El contacto con el nivel inferior es neto y muy irregular. A base hay un nivel de acumulación de gasterópodos. La mitad inferior, hasta los 2,35 m presenta laminación, mientras la parte superior es masiva. A lo largo de todo el nivel se reconocen raíces verticales. A partir de la difracción de rayos X sólo se ha podido identificar calcita.

- Tramo 5.* 2,21 – 2,15 m: Margas (fango) grises con abundantes talos de caráceas (1-2 mm) de mayor tamaño que el nivel anterior y mayor contenido en arcillas. Se reconocen gasterópodos enteros (*Hydrobia*). El contacto inferior es gradual.
- Tramo 6.* 2,15 – 2,12 m: Margas (fango) pardas. Abundantes restos de caráceas, gasterópodos fragmentados y raíces. El contacto inferior es neto.
- Tramo 7.* 2,12 – 2,09 m: Turba arcillosa hémica negra con gasterópodos enteros. Raíces verticales que atraviesan el tramo hasta niveles inferiores. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 8.* 2,09 – 2,02 m: Margas (fango) pardas con caráceas y gasterópodos. Base neta y horizontal.
- Tramo 9.* 2,02 – 1,94 m: Margas (fango) pardas-negras con gasterópodos fragmentados y raíces. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 10.* 1,94 – 1,93 m: Turba hémica negra con gasterópodos. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 11.* 1,93 – 1,85 m: Margas (fango) pardas con talos de caráceas, gasterópodos enteros y raíces verticales. Base irregular.
- Tramo 12.* 1,85 – 1,75 m: Turba hémica negra con abundantes gasterópodos (*Hydrobia* y *Bithynia*), tanto fragmentados como enteros. A techo presenta textura fibrica. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 13.* 1,75 – 1,72 m: Tramo amarillo constituido fundamentalmente de caráceas, talos de tamaño aproximado de 1-2 mm y fragmentos muy finos (< 1mm). También se reconocen abundantes gasterópodos enteros dispersos, restos de turba negra aislados y raíces verticales. Base erosiva.
- Tramo 14.* 1,72 – 1,69 m: Paso gradual a una marga (fango) con finas láminas horizontales de turbas menores a 1 mm de espesor. Se reconocen abundantes talos de caráceas y fragmentos de gasterópodos. Alguna raíz vertical.
- Tramo 15.* 1,69 – 1,56 m: Tramo constituido por restos de caráceas muy finos. Presenta gasterópodos enteros dispersos y abundantes raíces en la parte alta. Se aprecia una ligera laminación difusa. Base neta y horizontal.
- Tramo 16.* 1,56 – 1,24 m: Contacto gradual a una marga (fango) gris con fragmentos de caráceas y numerosos gasterópodos (*Melanopsis* y *Bithynia*) enteros y fragmentados dispersos. Raíces verticales que llegan al nivel inferior. Hacia el techo pasa gradualmente a margas negras. Está compuesto por calcita y trazas de cuarzo.
- Tramo 17.* 1,24 – 1,20 m: Margas (fango) grises-negras con abundantes gasterópodos enteros. Contacto inferior gradual.
- Tramo 18.* 1,20 – 0,92 m: Margas (fango) pardas con pequeñas concentraciones de fragmentos de caráceas. Se observa un aumento paulatino en la cantidad de caráceas hacia el techo. También se distingue un aumento en la vertical de los gasterópodos enteros (*Melanopsis*, *Hydrobia* y *Bithynia*) aunque predominan los fragmentos dispersos. Contacto inferior gradual. Según los análisis de difracción de rayos X el sedimento está mayoritariamente constituido por calcita, con trazas de aragonito y cuarzo e indicios de arcillas.
- Tramo 19.* 0,92 – 0,77 m: Tramo de fragmentos de caráceas finas, muy disgregables, de color pardo-amarillento. En la parte basal presenta abundantes fragmentos de gasterópodos y restos carbonosos. Base neta y horizontal.
- Tramo 20.* 0,77 – 0,67 m: Margas (fango) pardas con fragmentos de caráceas dispersas y gasterópodos enteros. Base neta e irregular.
- Tramo 21.* 0,67 – 0,61 m: Turba hémica negra con abundantes gasterópodos enteros (*Hydrobia*, *Bithynia* y *Melanopsis*). El contacto inferior es gradual.
- Tramo 22.* 0,61 – 0,25 m: Margas grises con gasterópodos enteros. Base irregular. En difracción de rayos X se ha identificado calcita y trazas de aragonito y cuarzo.
- Tramo 23.* 0,25 – 0,00 m: Arcilla turbosa gris oscuro con abundantes gasterópodos, enteros y fragmentos, y restos de fibras vegetales que aumentan hacia el techo. También hacia el techo aumentan las raíces. El contacto inferior es gradual. Como en el tramo anterior la difracción de rayos X revela la presencia de calcita, cuarzo y aragonito, si bien en este caso los filosilicatos son abundantes.

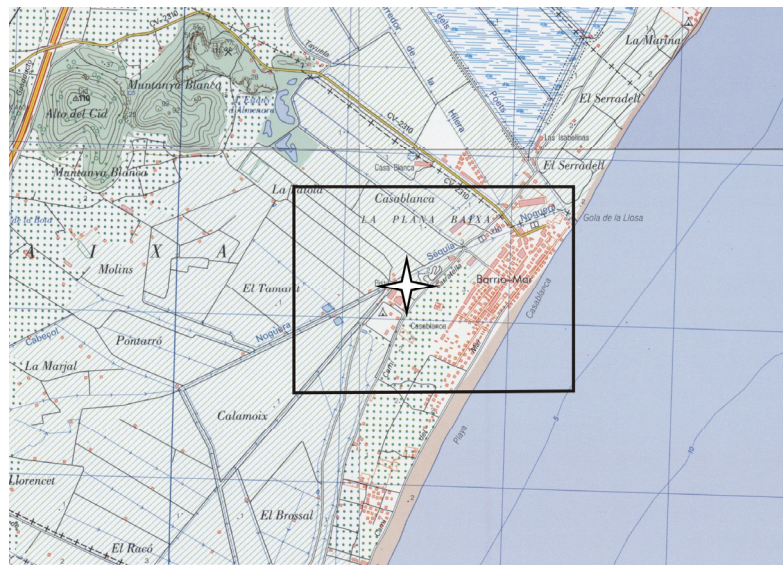


Figura 6.10.- Composición fotográfica del sondeo C4 con indicaciones de los tramos.

6.1.4. Sondeo de Almenara (Coordenadas UTM: 741310/4403009)

Este sondeo se ha realizado junto al Barrio Mar (Almenara), en el paraje denominado como *Casablanca*, junto a la acequia de la Noguera y al *Karting Almenara* (Fig. 6.11). Se ha llevado a cabo a rotación con recuperación continua del sedimento. Está situado a una distancia aproximada de 625 m de la línea de costa y a una altura de 1,5 m (Fig. 6.12). Se alcanzó una profundidad de 55 m, de los cuales solamente se recuperaron los 49,80 m superiores. El sondeo geológicamente se encuentra sobre los materiales detríticos del cordón dunar actual, a escasos metros del marjal de Almenara.

Figura 6.11.- Ubicación del sondeo C3. Base topográfica: Mapa La Vall d'Uixó 668-II (58-51), Mapa Sagunto 668-IV (58-52), Mapa Mocofa 669-I (59-51), Mapa Barrio Mar 669-III (59-52); MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.





*Figura 6.12.- Ortofotografía área de la situación del sondeo de Alménara.
Fuente: Instituto Cartográfico Valenciano.*

Descripción (Fig. 6.13 y Anexo IV):

- Tramo 1.* 49,80 – 48,50 m: Limos marrones con nódulos de carbonato de aproximadamente 1 cm de diámetro que se concentran hacia el techo para formar un nivel parcialmente cementado con trazas de raíces.
- Tramo 2.* 48,50 – 45,15 m: Arcillas gris-verdosas con moteados pardos que pasan en la vertical a limos arcillosos con abundantes concreciones carbonáticas de hasta 2 cm de diámetro. A techo presenta un nivel parcialmente cementado. La parte inferior no se pudo recuperar bien, por lo se desconoce su relación con el tramo infrayacente.
- Tramo 3.* 45,15 – 43,60 m: Alternancias centimétricas de limos arcillosos y arcillas con laminación paralela y cruzada. Hacia el techo tiende a incrementarse el contenido de arcillas. En base rasgos postsedimentarios como concreciones de carbonato con contactos mal definidos con el encajante y niveles moteados verdes. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 4.* 43,60 – 42,25 m: Alternancias centimétricas de limos arenosos y arcillas marrones, que en la vertical pasan a arcillas pardo-verdosas. De base a techo se observa un aumento paulatino de la concentración de nódulos de carbonato cálcico y, finalmente, un nivel cementado con trazas de raíces. Los nódulos son muy homogéneos, redondeados y con tamaños similares, en torno a 1 cm, con límites muy bien definidos respecto al sedimento original. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 5.* 42,25 – 40,65 m: Alternancias centimétricas (alrededor de 3cm de espesor) de limos arcillosos pardos y arcillas grises, hacia el techo pasan a limos pardos con moteados grises (hidromorfias). En la base se reconocen laminaciones horizontales y cruzadas muy deformadas. Hacia techo aparecen nódulos de carbonato con límites netos respecto al sustrato original que, en algún caso, presentan envueltas de arcillas gris verdosas. A techo hay un nivel de concentración de nódulos de carbonato.
- Tramo 6.* 40,65 – 40,55 m: Testigo no recuperado.
- Tramo 7.* 40,55 – 40,45 m: Arenas medias blancas muy homogéneas, laminación paralela difusa. La pérdida de testigo no ha permitido observar la base del tramo.
- Tramo 8.* 40,45 – 39,20 m: Limos marrones muy homogéneos con tres intercalaciones centimétricas de arenas finas pardas con laminación horizontal y límites netos y horizontales. A techo presenta concentración de nódulos carbonáticos, centimétricos y con bordes netos. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 9.* 39,20 – 38,30 m: Limos arenosos pardos con laminación horizontal que en la vertical pasan a intercalaciones de limos arcillosos y arcillas de espesores milimétricos (0,5 mm). Los limos presentan laminaciones cruzadas. Según la difracción de rayos X están compuestos principalmente por cuarzo, filossilicatos (illita y clorita) y calcita. En pequeña proporción aparecen feldespato potásico, plagioclasa y dolomita. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 10.* 38,30 – 38,10 m: Limos pardo-marrones que, en la vertical, pasan gradualmente a arenas finas arcillosas con laminación paralela y cruzada. El contacto inferior es gradual.

Tramo 11. 38,10 – 37,10 m: Limos que, hacia el techo, pasan a arenas finas con laminación horizontal. Aparecen pequeñas concreciones de carbonato dispersas. Los minerales identificados con DRX son: cuarzo, calcita, feldespato potásico, dolomita, illita y clorita. El contacto inferior es neto y horizontal.

Tramo 12. 37,10 – 37,40 m: Testigo no recuperado.

Tramo 13. 37,40 – 36,70 m: Limos pardos con laminación horizontal y restos vegetales que, en la vertical, pasan a arcillas limosas pardas con moteados verdes. Pequeños nódulos de carbonato dispersos. En el techo se reconoce un nivel de concentración de carbonato donde se han identificado pequeños fragmentos de conchas.

Tramo 14. 36,70 – 35,45 m. Limos arcillosos pardo-verdosos con restos de plantas. En la parte inferior se observan moteados grises verdosos (hidromorfías), con un alto contenido en arcillas (illita y clorita). El cuarzo aparece como mineral secundario. En la parte superior se observa un enriquecimiento paulatino de carbonato, manifestado por un aumento de los nódulos de carbonato dispersos y una disminución en la cantidad de minerales arcillosos. A techo, un nivel carbonatado blanco. Entre los 35,95 – 35,50 no se recuperó el testigo.

Tramo 15. 35,45 – 34,85 m: Alternancias de limos pardos y arcillas gris verdosas, en niveles de 3 y 0,5 cm, respectivamente, moteados grises más abundantes en la parte superior. Aumento de carbonato en la vertical terminando en una calcreta laminar blanca. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 16. 34,85 – 34,00 m: Alternancias de limos arcillosos pardos y arcillas grises, con potencias similares al tramo anterior. Abundante contenido de carbonato y moteados pardos dentro de las arcillas. Grandes nódulos que, a techo, llegan a formar un nivel carbonatado blanco endurecido. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 17. 34,00 – 33,50 m: Limos pardos con abundantes nódulos de carbonato, en algunos casos con diámetros mayores a 10 cm. A techo presenta un caliche de 30 cm de carbonato laminado bioturbado por raíces. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 18. 33,50 – 32,40 m: Alternancias de limos pardos marrones (2 cm) y limos arcillosos con laminación paralela (0,5 cm). En la base predomina el material arcilloso (clorita). Los limos presentan laminación cruzada y fuerte bioturbación. Restos dispersos de vegetación. Hacia techo aumenta la cantidad de nódulos de carbonato dispersos, con un rango de tamaño muy homogéneo (1cm). El análisis de difracción del material del techo del tramo muestra la presencia de calcita, cuarzo y dolomita, con un contenido de filosilicatos (clorita e illita) en torno al 40%. El contacto inferior es neto y horizontal.

Tramo 19. 32,40 – 31,90 m: Arenas pardas muy finas que hacia el techo pasan a limos pardos. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 20. 31,90 – 31,85 m: Arenas pardas. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 21. 31,85 – 31,05 m: Limos arcillosos pardos que, en la vertical, pasan a arenas pardas. Nódulos de carbonato dispersos, más abundantes hacia el techo. Así, mientras en la base la calcita y el cuarzo son los minerales principales, acompañados de filosilicatos (clorita e illita), en el techo la calcita es el mineral predominante, apareciendo cuarzo como traza. Presenta trazas de raíces. La base es horizontal.

Tramo 22. 31,05 – 29,80 m: Limos pardos que pasan hacia arriba a arenas finas pardas. Concreciones de carbonato menores de 1 cm con trazas de raíces rellenas por carbonato. A techo presenta una calcreta laminada con grandes trazas de raíces sin relleno. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 23. 29,80 – 29,50 m: Limos pardos con moteados gris-verdosos y concreciones de carbonato de hasta 0,5 cm que aumentan, en tamaño y número, hacia techo. Culmina en una calcreta laminada con trazas de raíces con relleno carbonático. Contacto no reconocible.

Tramo 24. 29,50 – 29,35 m: Limos pardos con moteados grises. Concentración de nódulos de carbonato a techo. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 25. 29,35 – 28,90 m: Limos marrones con intercalaciones arcillosas que pasan, en la vertical, a arcillas pardas con moteados grises. De muro a techo disminuyen las concreciones de carbonato. A techo presenta una alta concentración de carbonato. Contacto inferior gradual.

Tramo 26. 28,90 – 27,10 m: Arcillas pardas con intercalaciones limosas, en la base aparecen grandes nódulos de carbonato dispersos. Hacia el techo pasan a limos marrones y finalmente a arenas pardas. En la mitad superior del tramo se observa de nuevo un aumento progresivo de los nódulos de carbonato

de pequeño tamaño. Las arenas se encuentran fuertemente cementadas. Contacto inferior neto e irregular.

Tramo 27. 27,10 – 26,85 m: Testigo no recuperado.

Tramo 28. 26,85 – 26,45 m: Arenas medias pardo rojizas con laminación cruzada. Conjunto granodecreciente. Pequeñas concreciones carbonáticas.

Tramo 29. 26,45 – 26,15 m: Arenas medias pardo rojizas granodecrecientes. Laminación horizontal. Contacto neto e irregular.

Tramo 30. 26,15 – 25,55 m: Arenas medias rojizas que hacia el techo pasan a alternancias de arenas grises y limos arcillosos pardos con laminación cruzada y paralela. La parte inferior presenta moteados grises y pardos-amarillos. En la parte superior se reconocen pequeñas concreciones de carbonato que se hacen más numerosas hacia el techo. Contacto inferior neto y ligeramente irregular.

Tramo 31. 25,55 – 25,45 m: Arenas finas rojizas granodecrecientes con moteados grises y pardos-amarillos. Contacto inferior mal recuperado.

Tramo 32. 25,45 – 24,70 m: Alternancia de arenas pardo-rojizas y limos arcillosos que, en la vertical, pasan a limos pardos. Moteados amarillentos. A techo presenta un nivel parcialmente cementado. Contacto inferior gradual.

Tramo 33. 24,70 – 23,80 m: Arenas grises granodecrecientes con laminación horizontal en la parte superior del nivel. En la parte inferior moteados pardos, cantos de carbonatos (5mm) y pequeños nódulos (1cm). A techo aparecen intercalaciones arcillosas amarillas. Contacto inferior neto.

Tramo 34. 23,80 – 23,65 m: Parcialmente recuperado. Conglomerado de cantos de calizas bien redondeados con matriz arenosa (centil superior a 8 cm) que pasa a arenas amarillas. Contacto inferior no recuperado.

Tramo 35. 23,65 – 21,80 m: Limos pardos con un fuerte moteado gris en la base y nódulos de carbonato dispersos (> 1 cm). Hacia el techo aumentan los nódulos de carbonato y las intercalaciones centimétricas de arenas grises, parcialmente cementadas, que tienen una base horizontal neta, pasan gradualmente, en la vertical, a limos pardos con moteados pardos. En la parte superior se reconoce un caliche nodular. Contacto inferior gradual.

Tramo 36. 21,80 – 21,60 m: Testigo no recuperado.

Tramo 37. 21,60 – 20,30 m: Conglomerado muy cementado granodecreciente de cantos de diámetro de 5 cm a gravas finas, menores de 1 cm y, finalmente, arenas gruesas. Cantos de calizas muy redondeadas (centil de 5 cm). Hacia el techo se observan arenas con moteados grises y concreciones de carbonato, compuestas por cuarzo, calcita y, minoritariamente, dolomita.

Tramo 38. 20,30 – 19,30 m: Arenas medias grises con gravas finas en la base. Se observan algunos fragmentos de bivalvos y bioturbaciones. Mediante difracción de rayos X se ha identificado cuarzo, acompañado por calcita y feldespatos. Base neta y horizontal.

Tramo 39. 19,30 – 18,10 m: Arenas finas grises con gravas y abundantes fragmentos de conchas (< 3 mm). Hacia el techo adquieren tonos amarillentos y aparecen concreciones de carbonato. Aparece rematado por un nivel carbonatado con bioturbaciones de raíces (calcreta pulverulenta). Contacto neto y horizontal.

Tramo 40. 18,10 – 17,50 m: Arenas grises finas laminadas con restos de conchas milimétricos y bivalvos enteros. Se reconocen niveles cementados amarillos con trazas vacías de raíces. Contacto inferior neto.

Tramo 41. 17,50 – 16,80 m: Arenas finas grises que pasan en la vertical a limos arcillosos grises con abundantes restos de bivalvos. Contacto inferior neto.

Tramo 42. 16,80 – 16,35 m: Limos arenosos cementados con nódulos de carbonato y bioturbaciones de raíces que pasan gradualmente hacia el techo a arcillas grises oscuras con bivalvos, tanto restos enteros como fragmentados. La calcita aparece como mineral principal, filosilicatos y cuarzo pueden considerarse minerales secundarios y el aragonito, procedente de los bioclastos, accesorio. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 43. 16,35 – 15,55 m: Limos cementados amarillos que pasan a arcillas grises oscuras con abundantes bioclastos de bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y foraminíferos. La calcita es el mineral principal y los filosilicatos y cuarzo secundarios. Base neta con pequeños cantos de calizas redondeadas (3 mm).

- Tramo 44.* 15,55 – 15,05 m: Alternancias de arcillas y arcillas limosas con nódulos de carbonato, restos de plantas y abundantes bivalvos enteros. Incremento gradual de carbonato hacia el techo, donde está parcialmente cementado con trazas de raíces. A techo nivel parcialmente cementado. Contacto inferior gradual
- Tramo 45.* 15,05 – 12,85 m: Arcillas grises con intercalaciones centimétricas de limos grises con cantos y fauna marina. En las arcillas se observan bivalvos, gasterópodos, restos carbonosos y bioturbaciones. Nódulos de carbonato dispersos sin límites definidos con el sedimento original, en algunos casos el núcleo del nódulo está formado por un fragmento de bivalvo. A lo largo de todo el tramo la calcita es el mineral principal y el cuarzo y los filosilicatos son secundarios, también se distingue dolomita como traza. Intercalaciones bioclásticas con algún canto redondeado de calizas de hasta 2 cm. Contacto neto.
- Tramo 46.* 12,85 – 11,90 m: Limos arcillosos grises oscuros con abundante fauna (bivalvos de concha fina y gruesa, gasterópodos, foraminíferos y ostrácodos), tanto fragmentos como restos enteros. Está compuesto por calcita, cuarzo, filosilicatos y aragonito. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 47.* 11,90 – 11,70 m: Alternancias de arenas grises con estratificación cruzada y restos de bivalvos, y arcillas versicolores (amarillas y grises) sin fauna. El cuarzo es el mineral principal, apareciendo como secundarios calcita, filosilicatos y feldespatos. Contacto inferior horizontal y neto.
- Tramo 48.* 11,70 – 11,10 m: Arenas finas amarillas con fragmentos de bivalvos.
- Tramo 49.* 11,10 – 6,55 m: Arenas medias que pasan a arenas gruesas con restos de bivalvos. En la parte superior aparecen abundantes fragmentos de conchas. Los problemas en la recuperación de estas litologías no ha permitido distinguir estructuras sedimentarias. Está compuesto por cuarzo y, en menor proporción, calcita y feldespatos. No se han detectado arcillas.
- Tramo 50.* 6,55 – 5,65 m: Calizas grises nodulares, oquerosas y fracturadas. Restos de plantas y trazas de bioturbaciones no rellenadas. Algún canto disperso de calizas redondeado. El análisis de difracción de rayos X indica que está compuesto fundamentalmente por calcita y, minoritariamente, cuarzo. La base de este tramo no fue recuperada.
- Tramo 51.* 5,65 – 5,35 m: Limos arenosos grises con restos de raíces que tienden a arenas grises. Compuesto por cuarzo, calcita y filosilicatos. Contacto inferior gradual.
- Tramo 52.* 5,35 – 5,00 m: Margo calizas nodulosas grises con algún canto disperso de calizas mesozoicas (centil 1 cm). Contacto no recuperado.
- Tramo 53.* 5,00 – 4,70 m: Arenas finas grises con trazas de raíces rellenas por arcillas grises y restos de bivalvos (*Abra sp.*). Cantos de calizas mesozoicas dispersos (centil 4 cm) sobre todo en la base. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 54.* 4,70 – 4,20 m: Arenas finas grises granodecrecientes que terminan en limos arcillosos grises con nódulos de carbonato, así en el techo el mineral principal es la calcita y de forma secundaria aparece cuarzo, feldespatos y filosilicatos.
- Tramo 55.* 4,20 – 3,30 m: Arenas medias gris-pardas con cantos de calizas redondeadas (mesozoicas) a la base (centil 5 cm). Fragmentos de bivalvos, plantas y gasterópodos. En la parte inferior hay intercalaciones centimétricas de arcillas grises. Hacia el techo pasan a arenas negras con más restos de plantas. A partir del análisis mineralógico realizado a material del techo se ha identificado cuarzo, calcita, feldespatos y filosilicatos (illita y clorita). Contacto neto e irregular.
- Tramo 56.* 3,30 – 2,95 m: Testigo muy removido. Arenas finas grises a negras con abundantes restos de plantas y fragmentos de bivalvos. En la parte superior se reconoce un nivel turboso con límites netos y horizontales. Cantos dispersos de calizas y areniscas mesozoicas. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 57.* 2,95 – 2,30 m: Arenas medias grises con restos de plantas, gasterópodos y a techo bioturbación de raíces. Tendencia granocreciente con trazas de raíces rellenas por material turboso. Contacto inferior mal recuperado.
- Tramo 58.* 2,30 – 1,95 m: Mala recuperación. Arenas granocrecientes pardas con abundante materia orgánica, gasterópodos (enteros y fragmentos) y restos de raíces. Compuesto por cuarzo y, minoritariamente, feldespatos y calcita.
- Tramo 59.* 1,95 – 1,85 m: Mala recuperación. Arenas finas con abundantes fragmentos de gasterópodos y carofitas.

Tramo 60. 1,85 – 1,55 m: Turba hémica negra con foraminíferos, ostrácodos, carofitas y gasterópodos. Contacto inferior mal recuperado.

Tramo 61. 1,55 – 1,45 m: Tramo constituido principalmente de fragmentos de carofitas. Abundantes gasterópodos terrestres, ostrácodos y foraminíferos terrestres. Contacto inferior neto. El análisis mineralógico señala como único componente la calcita, con indicios de cuarzo.

Tramo 62. 1,45 – 1,15 m: Turba hémica negra con abundantes gasterópodos, foraminíferos ostrácodos y raíces. Restos dispersos de concentraciones de fragmentos de caráceas.

Tramo 63. 1,15 – 0,00 m. Testigo no recuperado. Los últimos dos metros son análogos a los *vibracore* C8.

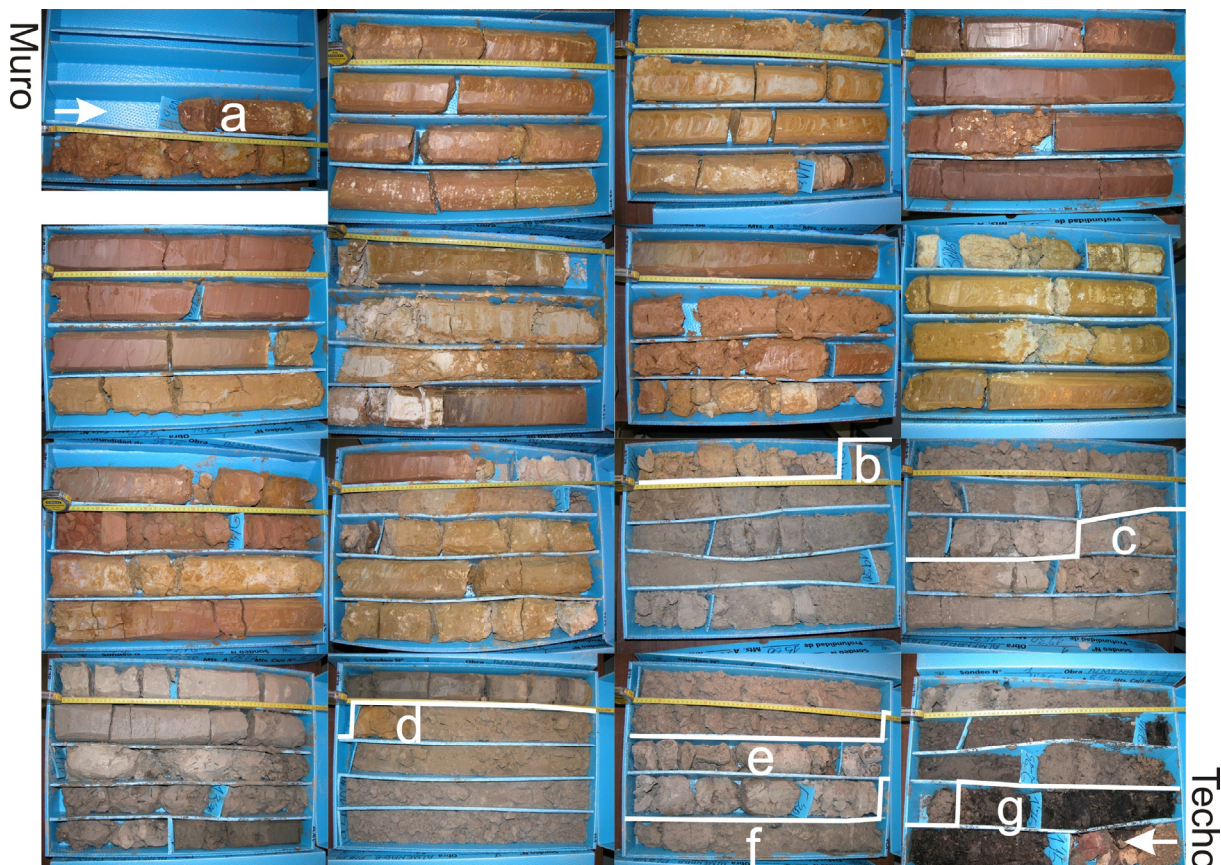


Figura 6.13.- Fotografía del sondeo de Almenara con indicaciones del techo y el muro. Resumen de los tramos: a) 49,80-21,80, arcillas, limos y arenas finas con intercalaciones carbonatadas; b) 21,80-16,80 m, arenas grises con bioclastos; c) 16,80-11,90 m, limos y arcillas con bioclastos y restos carbonosos; d) 11,90-6,55 m, arenas grises con bioclastos; e) 6,55-5,00 m, calizas y margo-calizas nodulosas; f) 5,00-1,95 m, arenas bioclásticas con intercalaciones turbosas y arcillosas; y g) 1,95-1,15 m, turbas y margas.

6.1.5. Sondeo C8 (Coordenadas UTM: 741310/4403009)

Este sondeo se perforó a pocos centímetros del sondeo de Almenara; junto al Barrio Mar (Almenara), en el paraje denominado como *Casablanca*, cerca de la acequia de la Noguera y del *Karting Almenara* (Fig. 6.14 y 6.15). Está situado a la misma altura y distancia del mar que el sondeo de Almenara, aproximadamente a 1,5 m y 625 m, respectivamente. Se alcanzó una profundidad de 1,95 m

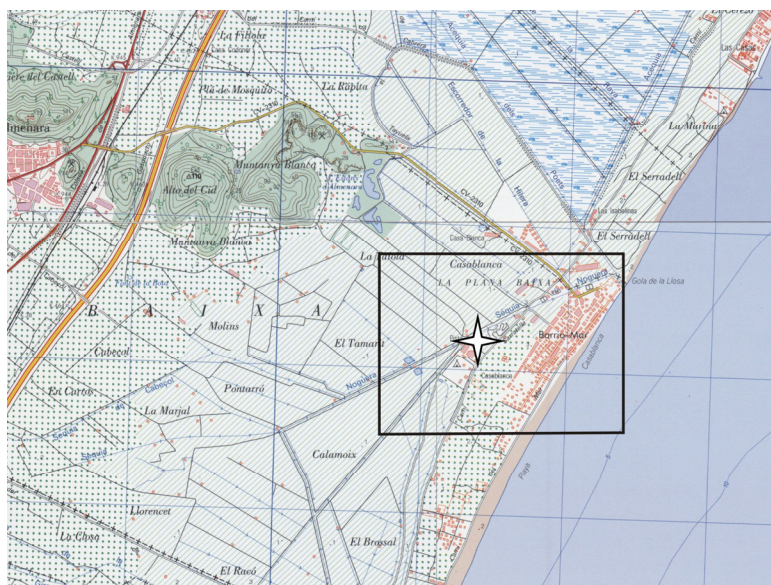


Figura 6.14.- Ubicación del sondeo C8. Base topográfica: Mapa La Vall d'Uixó 668-II (58-51), Mapa Sagunto 668-IV (58-52), Mapa Mocofo 669-I (59-51), Mapa Barrio Mar 669-III (59-52); MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km.

Figura 6.15.- Ortofotografía área con la situación del sondeo C8 y su proximidad a las lagunas de Almenara (Els Estanys). Fuente: Instituto Cartográfico Valenciano.



Descripción (Fig. 6.16 y Anexo IV):

- Tramo 1.** 1,95 – 1,80 m: Arenas finas a medias pardas con gasterópodos enteros. A techo abundantes raíces verticales y restos de plantas subactuales.
- Tramo 2.** 1,80 – 1,78 m: Turba fibrica parda donde se reconocen las fibras vegetales. Presenta restos de raíces turbosas y gasterópodos enteros dispersos (*Bithynia*). El contacto con las arenas es irregular.
- Tramo 3.** 1,78 – 1,76 m: Turba hémica negra con algunos gasterópodos enteros. El contacto inferior es neto.
- Tramo 4.** 1,76 – 1,74 m: Arenas finas pardas con abundantes gasterópodos enteros y fragmentados, aumentando estos últimos hacia techo. Alto contenido en materia orgánica. Raíces turbosas. El contacto con el nivel inferior es gradual.
- Tramo 5.** 1,74 – 1,67 m: Turba hémica negra con gasterópodos enteros. Pequeñas intercalaciones de niveles de concentración de restos de caráceas muy finas. El contacto con el nivel infrayacente es neto y horizontal.
- Tramo 6.** 1,67 – 1,59 m: Arenas finas pardas con gasterópodos enteros (*Hydrobia*). Hacia techo se observa un incremento paulatino de la cantidad de bioclastos entre los que se reconocen fragmentos de talos de caráceas. El contacto inferior es difuso.
- Tramo 7.** 1,59 – 1,51 m; Turba hémica negra con escasos gasterópodos (enteros). Base neta y horizontal.

- Tramo 8.* 1,51 – 1,50 m: Margas (fango) pardas con abundantes gasterópodos enteros y raíces. Contacto inferior neto.
- Tramo 9.* 1,50 – 1,44 m: Turba hémica negra con escasos gasterópodos enteros y raíces que pasan al nivel inferior. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 10.* 1,44 – 1,35 m: Margas (fango) pardas con abundantes gasterópodos y restos muy finos de caráceas. Fibras vegetales dispersas. Base irregular.
- Tramo 11.* 1,35 – 1,23 m: Tramo amarillo constituido por fragmentos muy finos de caráceas. Hacia el techo aumenta el tamaño de los talos y son más numerosos los gasterópodos. El contacto con el nivel inferior es difuso.
- Tramo 12.* 1,23 – 1,22 m: Turba gris oscura con abundantes gasterópodos enteros en la base. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 13.* 1,22 – 1,18 m: Margas (fango) pardas con abundantes restos de caráceas y gasterópodos. Base neta e irregular.
- Tramo 14.* 1,18 – 1,17 m: Turba arcillosa gris a negra con gasterópodos dispersos. Contacto inferior irregular.
- Tramo 15.* 1,17 – 1,15 m: Margas (fango) con abundantes gasterópodos enteros (*Hydrobia* y *Bithynia*) y fragmentos de caráceas. El contacto inferior es neto y muy irregular.
- Tramo 16.* 1,15 – 1,14 m: Turba arcillosa gris-negra con algún gasterópodo disperso. Base neta e irregular.
- Tramo 17.* 1,14 – 1,12 m: Tramo amarillo de fragmentos finos de caráceas. También se reconocen gasterópodos enteros. Base neta e irregular.
- Tramo 18.* 1,12 – 1,07 m: Margas (fango) pardas con gasterópodos enteros (*Hydrobia* y *Bithynia*), restos de caráceas y pequeñas concentraciones de restos carbonosos. El contacto inferior parece neto e irregular.
- Tramo 19.* 1,07 – 1,00 m: Arenas finas marrones con raíces. Base irregular.
- Tramo 20.* 1,00 – 0,95 m: Turba arcillosa negra con gasterópodos enteros dispersos (*Hydrobia*).
- Tramo 21.* 0,95 – 0,94 m: Arcillas grises con moteados pardos y fragmentos de gasterópodos. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 22.* 0,94 – 0,90 m: Limo pardo con cantos de arenas muy cementadas (2-3 cm) y abundantes fragmentos de gasterópodos. Ligero moteado gris. El contacto con el nivel inferior es horizontal y neto.
- Tramo 23.* 0,90 – 0,72 m: Arenas limosas carbonatadas y brechificadas, con cantos de calizas y acumulaciones dispersas de restos vegetales. Contiene yeso y dolomita. El contacto inferior es irregular. A techo presenta trazas de raíces rellenas por material turboso.
- Tramo 24.* 0,72 – 0,69 m: Margas (fango) pardas con abundantes gasterópodos tanto enteros como fragmentos. El contacto con el nivel carbonático es neto y horizontal.
- Tramo 25.* 0,69 – 0,66 m: Turba hémica negra con abundantes gasterópodos enteros. Base neta e irregular.
- Tramo 26.* 0,66 m – 0,47 m: Tramo carbonatado cementado y brechificado amarillo. Se observan cantos blandos (limos pardos) dispersos y acumulaciones de restos carbonosos. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 27.* 0,47 – 0,35 m: Limos arenosos marrones con abundantes cantos de arenas cementadas (1-2 cm). Moteados rojizos y pequeñas concreciones carbonáticas de tamaño inferior a 5 mm. Contacto inferior irregular.
- Tramo 28.* 0,35 – 0,00 m: Arenas pardas carbonáticas con algún canto disperso. Contacto inferior difuso.

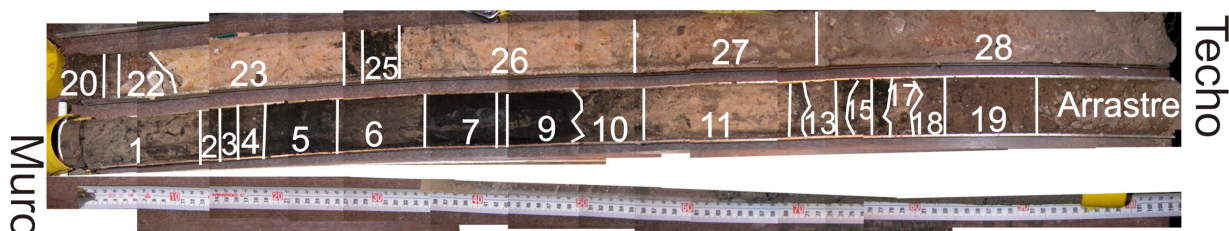


Figura 6.16. - Composición fotográfica del sondeo C8 con indicaciones de los tramos.

6.1.6. Sondeo C3 (Coordenadas UTM: 742871/4405655)

El sondeo C3 se ha perforado en las proximidades de la playa de Chilches en la zona denominada como *Pas LLarc*, a una distancia aproximada de 700 m de la línea de costa actual, en las inmediaciones de la Acequia de la Hilla (Fig. 6.17 y 6.18). La embocadura del sondeo se encuentra a una altura relativa al nivel del mar de 0,5 m y se alcanzó una profundidad máxima de 4,90 m. Geográficamente está ubicado en el borde norte del marjal que se extiende desde Chilches a Canet de Berenguer y que denominamos como marjal de Almenara. Al Norte de este sondeo, este marjal se encuentra separado del marjal de Moncofa-Nules por la desembocadura del río Belcaire. Geológicamente, se sitúa en la zona de interferencia entre los ambientes de marjal y los mantos de arroyada.

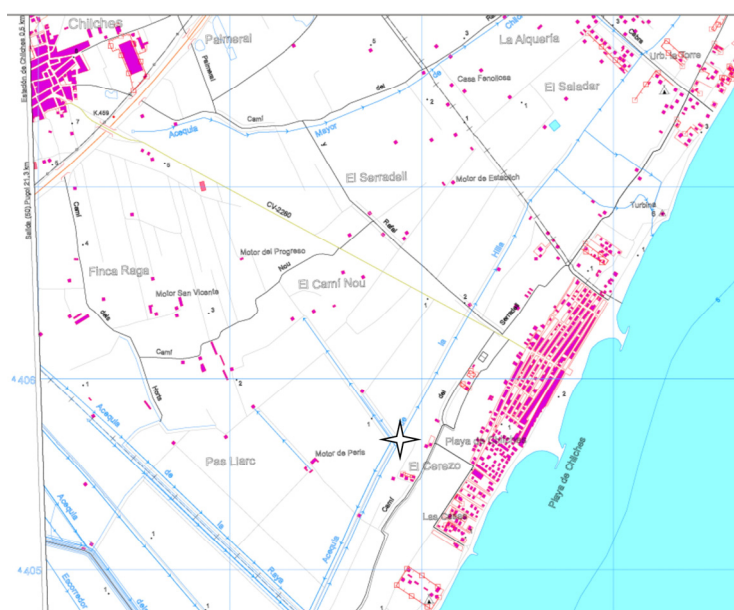


Figura 6.17.- Situación del sondeo C3 en una fotografía oblicua. Se observa la intensa actividad agrícola en las áreas de humedal. Las actuales lagunas de Almenara (Els Estany) se ubican en la parte central del marjal (izquierda en la fotografía). Fuente: Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad Valenciana.

Figura 6.18.- Ubicación del sondeo C3. Base topográfica: Mapa Moncofa 669-I (59-51) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km.

Descripción (Fig. 6.19 y Anexo IV):

Tramo 1. 4,90 – 4,70 m: Limo arenoso pardo-rojizo con nódulos subangulosos milimétricos de carbonato dispersos. Algún canto disperso de caliza inferior a 0,5 cm. Posibles trazas de raíces rellenas de arcillas

con carbonato. La mineralogía está constituida principalmente por cuarzo, calcita y dolomita, y la fracción arcillosa esta esencialmente compuesta por mica y clorita.

Tramo 2. 4,70 – 4,30 m: Grava fina con abundante matriz arenoso-arcillosa de color pardo-rojizo que, en la vertical, pasa a arenas y limos con algún canto disperso. Los cantos están constituidos por calizas y pizarras. Alguno de ellos presentan envueltas de carbonato. Centil en torno a los 2,5 cm. La base de este tramo es irregular.

Tramo 3. 4,30 – 2,60 m: La base del tramo es gradual, pasando de limos arenosos pardo-rojizos como el tramo anterior a limos pardos con pequeñas intercalaciones de arenas finas. Hacia el techo se observa un aumento paulatino de las concreciones carbonatadas y trazas de raíces con relleno arcilloso gris. Los nódulos son subredondeados y con tamaños en torno a 0,5 cm. Los minerales identificados son: cuarzo, calcita, feldespato potásico, dolomita, hematites, plagioclasa, mica, caolinita y clorita.

Tramo 4. 2,60 – 2,08 m: Limos arcillosos de tonos verde-grisáceos que, hacia el techo, van volviéndose más grises a la vez que va aumentando el contenido en materia orgánica. Moteados pardos y verdes. Presentan abundantes nódulos carbonatados de tamaño centimétrico que hacia el techo parecen ser más numerosas. También hay trazas de raíces con relleno arcilloso. Hay algún canto carbonatado disperso de tamaño grava fina. Mineralógicamente el tramo contiene cuarzo, calcita, arcillas y trazas de pirita. La mineralogía de las arcillas incluye mica, clorita en la base del tramo y caolinita en el techo. El techo es un paleosuelo hidromórfo.

Tramo 5. 2,08 – 1,88 m: Limo arcilloso o arcilla limosa gris oscura a negra. El contenido en materia orgánica crece en la vertical adquiriendo un tono más oscuro. A lo largo del tramo se reconocen fibras de hojas y raíces. A techo se reconocen ejemplares completos y fragmentos de gasterópodos tipo *Hydrobia* y *Bithynia*. Los minerales que se han reconocido mediante difracción de rayos X son: cuarzo, calcita, feldespato potásico y arcillas (mica). Posibles trazas de pirita.

Tramo 6. 1,88 – 1,68 m: Margas (fango) de color pardo. Se reconocen gasterópodos enteros de aguas salobres, *Hydrobia*, *Bithynia* y *Planorbis*. Delgados niveles pardos ocre de acumulación de restos de caráceas. Raíces subactuales. El contacto con el nivel inferior es neto y brusco.

Tramo 7. 1,68 – 1,65 m: Turba hémica negra con una abundante concentración de gasterópodos terrestres fragmentados a la base. Base irregular.

Tramo 8. 1,65 – 1,61 m: Turba hémica parda-negra con gasterópodos (*Hydrobia* y *Bithynia*). Litológicamente, el contacto inferior es gradual pero los gasterópodos desaparecen a partir de un nivel neto.

Tramo 9. 1,61 – 1,60 m: Tramo pardo-amarillo de acumulación de restos finos de caráceas. Base irregular.

Tramo 10. 1,60 – 1,56 m: Turba parda a negra con gasterópodos enteros dispersos (*Hydrobia* y *Bithynia*), a techo se reconoce una acumulación de éstos. El contacto con el tramo inferior es horizontal.

Tramo 11. 1,56 – 1,53 m: Margas (fango) pardo con un nivel de concentración de gasterópodos enteros en el techo principalmente *Planorbis*. El contacto inferior es neto muy horizontal.

Tramo 12. 1,53 – 1,52 m: Intercalación de turba negra con presencia de fragmentos de gasterópodos.

Tramo 13. 1,52 – 1,48 m: Tramo amarillo constituido básicamente por fragmentos finos de caráceas aunque se pueden distinguir restos de talos y oogonios. También hay gasterópodos enteros dispersos y ostrácodos. El contacto con el nivel infrayacente es neto y horizontal. Los análisis de difracción sólo identifican calcita.

Tramo 14. 1,48 – 1,42 m. Margas (fango) de tonos grisáceos. Hacia el techo se distinguen trazas de raíces rellenas de arcillas y abundantes gasterópodos enteros dispersos (*Bithynia* y *Hydrobia*). Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 15. 1,42 – 1,38 m: Tramo amarillo constituido únicamente por restos finos de caráceas. El contacto inferior es gradual. Trazas de raíces rellenas de nivel inmediatamente superior.

Tramo 16. 1,38 – 1,36 m: Turba hémica arcillosa negra. El límite inferior es neto y horizontal.

Tramo 17. 1,36 – 1,33 m: Margas (fango) pardo-amarillentas con gasterópodos enteros (*Bithynia*) y zonas de acumulación de caráceas, se distingue algún talo. Base neta y horizontal.

Tramo 18. 1,33 – 1,26 m: Turba hémica parda que en la vertical va pasando a negra. Presencia de gasterópodos enteros que aumentan hacia techo. Contacto inferior gradual.

- Tramo 19.* 1,26 – 1,24 m: Tramo amarillo compuesto por restos muy finos de caráceas y gasterópodos palustres enteros (fundamentalmente, *Hydrobia*). Base erosiva.
- Tramo 20.* 1,24 – 1,08 m: Tramo muy homogéneo de margas grises oscuras con abundantes gasterópodos dispersos (*Hydrobia*, *Succinea* y *Bithynia*) enteros y fragmentos, aunque disminuyen hacia el techo. El contacto inferior en neto.
- Tramo 21.* 1,08 – 1,04 m: Tramo amarillo con restos finos de caráceas. Abundante matriz micrítica. El contacto inferior es difuso y gradual.
- Tramo 22.* 1,04 – 1,00 m: Turba arcillosa de color gris a negro. Presenta gasterópodos dispersos tipo *Planorbis* e *Hydrobia* y algún resto fino de caráceas. La base de este nivel es gradual.
- Tramo 23.* 1,00 – 0,98 m: Margas (fango) pardo-grisáceo. Abundantes gasterópodos (*Hydrobia*). No se observa el contacto con el nivel inferior a consecuencia del cambio de maniobra durante la extracción del sondeo.
- Tramo 24.* 0,98 – 0,93 m: Turba arcillosa pardo oscura. Presenta gasterópodos enteros. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 25.* 0,93 – 0,91 m: Arcilla turbosa de color negro. Contacto inferior muy neto y horizontal.
- Tramo 26.* 0,91 – 0,89 m: Turba arcillosa gris oscura. Gasterópodos enteros y fragmentos dispersos, aunque en la se observa una concentración importante de fragmentos. La base es un contacto neto y horizontal.
- Tramo 27.* 0,89 – 0,86 m: Turba arcillosa gris con fragmentos de gasterópodos lacustres dispersos. La base es horizontal y neta.
- Tramo 28.* 0,86 – 0,63 m: Margas (fango) gris oscuras con gasterópodos palustres enteros. A base, intercalaciones amarillas con límites muy difusos que corresponden a acumulaciones de restos de caráceas. A techo del tramo hay una concentración de gasterópodos enteros (*Hydrobia*, *Bithynia* y *Planorbis*). Se ha identificado calcita y una pequeña proporción de cuarzo en la difracción de rayos X. El contacto inferior es gradual.
- Tramo 29.* 0,63 – 0,36 m: Arcillas pardas con fragmentos de gasterópodos. Algún resto de raíz subactual. Concreciones blandas blancas milimétricas de carbonato y yeso.
- Tramo 30.* 0,36 – 0,00 m: Limos pardo-rojizos. Presentan abundantes fragmentos de gasterópodos que van disminuyendo en la vertical. Concreciones de carbonato y yeso de diámetro aproximado de 1 mm. Mineralógicamente el tramo está compuesto por cuarzo, calcita, yeso, dolomita y minerales de la arcilla (mica y clorita).

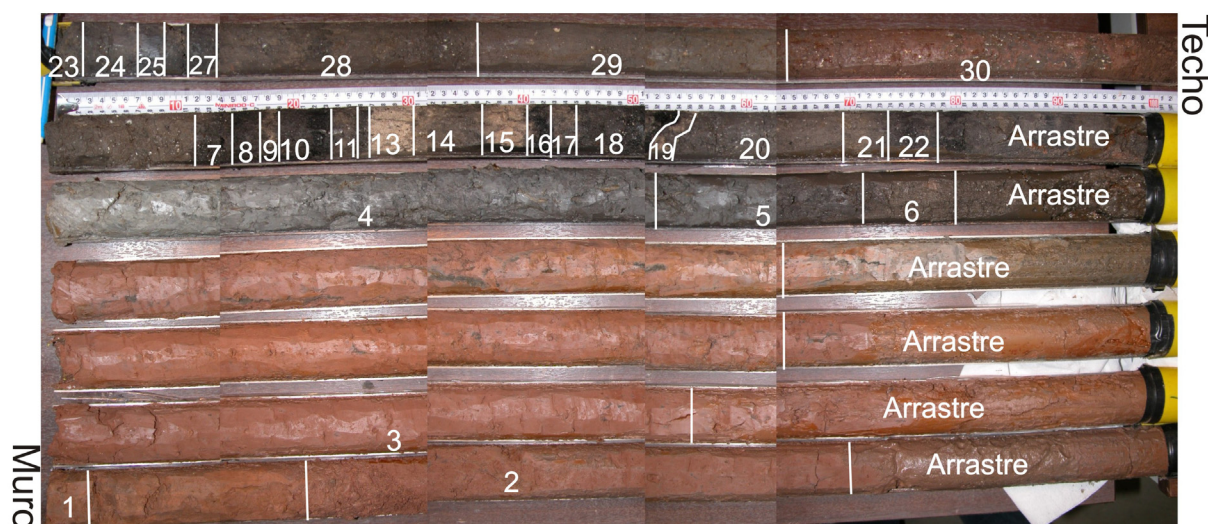


Figura 6.19.- Composición fotográfica del sondeo C3 con indicaciones de los tramos.

6.1.7. Sondeo C1 (Coordenadas UTM: 745540/4413408)

Se ha perforado entre el pueblo y la playa de Nules, en el paraje denominado *Les Marines*, aproximadamente a 2000 m de distancia de la posición actual del mar. La embocadura del sondeo encuentra aproximadamente a una cota de + 4 m y alcanzó una profundidad de 2,90 m (Fig. 6.20 y 6.21). Geológicamente se ubica sobre los mantos de arroyada holocenos, en las proximidades del área de marjal de Nules.



Figura 6.20.- Localización del sondeo C1, junto al puente de la carretera CV-2220 sobre la autopista A-7. Base topográfica: Mapa Burriana 641-III (59-50) MTN25. Cuadrícula UTM (ED50) espaciado 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.

Figura 6.21.- Ortofotografía área con la situación del sondeo C1, en una zona de huertas y naranjales. Fuente: Instituto Cartográfico Valenciano.



Descripción (Fig. 6.22 y Anexo IV):

- Tramo 1.** 2,90 – 2,60 m: Limos rojos masivos. Algunos nódulos de carbonato de tamaño inferior a 2 mm. Trazas de raíces de diámetro en torno a 1 mm, rellenas por arcillas con carbonato.
- Tramo 2.** 2,60 – 2,27 m: Limos arenosos rojos con abundantes nódulos de carbonato. Nódulos de tamaño entre 1 y 2 cm, redondeados y subangulosos, tienen límites netos con los limos y hacia el techo tienden a disminuir en número y tamaño. Óxidos de hierro y trazas de raíces rellenas de arcillas con carbonato de diámetro en torno a 1 mm. Base neta.
- Tramo 3.** 2,27 – 1,75 m: Limos rojos que pasan gradualmente hacia el techo a arcillas limosas. Aumento de óxidos de hierro respecto del nivel anterior. Concreciones carbonatadas dispersas, de tamaño en torno a 0,5 cm, redondeadas de límites difusos con las arcillas. Se advierte una suave laminación horizontal. El contacto inferior es gradual.
- Tramo 4.** 1,75 – 0,35 m: Limos pardos. En la base se observa una concentración nódulos de carbonato de tamaños variables entre 1 mm y 2 cm, con límites difusos con el sedimento, que hacia techo disminuye progresivamente. En algunos casos parecen los restos de antiguos organismos con caparazón carbonático puesto que presentan estructuras internas complejas. Base neta.

Tramo 5. 0,35 – 0,00 m. Limo arenoso pardo. Se observa una ligera laminación. El contacto inferior es neto y horizontal.



Figura. 6.22.- Composición fotográfica del sondeo C1 con indicaciones de los tramos.

6.1.8. Sondeo C2 (Coordenadas UTM: 747706/4413896)

Este sondeo se encuentra ubicado en el marjal de Nules junto a la Acequia de Enmedio, en la zona denominada como la *Alcudia* (Fig. 6.23 y 6.24). La distancia a la línea de costa actual es de 475 m y la boca del sondeo se encuentra aproximadamente a 1 m respecto del nivel medio del mar. La profundidad del sondeo es de 4,60 m. Geológicamente, se sitúa en la parte norte del marjal que llega desde Moncofà a Nules, el cual se encuentra bordeado por los mantos de arroyada exceptuando por el lado oriental donde está limitado por un estrecho cordón litoral.

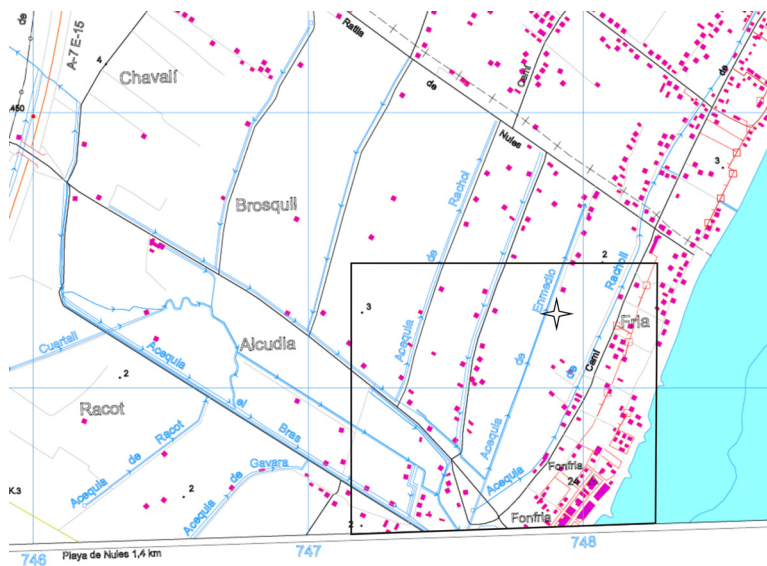


Figura 6.23.- Situación del sondeo C2. Base topográfica: Mapa Burriana 641-III (59-50) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.

Descripción (Fig. 6.25 y Anexo IV):

- Tramo 1.* 4,60 – 4,54 m: Limos arenosos rojos fuertemente cementados por carbonato amarillo.
- Tramo 2.* 4,54 – 4,40 m: Limos arenosos pardo-rojizos que a base presentan abundantes nódulos carbonatados de tamaño variable entre 0,5 y 2 cm, subangulosos. El contacto inferior parece neto
- Tramo 3.* 4,40 – 3,67 m: Limos pardo-rojizos que a base presentan nódulos carbonatados subangulosos de tamaño en torno a 1 cm. En la vertical pasan a limos pardos donde los nódulos disminuyen paulatinamente. Trazas de raíces con relleno de arcillas de diámetro en torno a 1 mm. En los últimos 5 cm existe una acumulación de nódulos de carbonato. El contacto inferior es neto
- Tramo 4.* 3,67 – 3,20 m: Limos pardos con algún canto disperso anguloso de caliza, de diámetro en torno a 2 mm. Nódulos de carbonato de tamaño variable, milimétricos a centimétricos, y contacto difuso con el sedimento. Contacto inferior neto.

Tramo 5. 3,20 – 2,65 m: Limos arenosos que pasan en la vertical a limos arcillosos. A base, nódulos carbonatados de pequeño tamaño (5 mm) que desaparecen hacia techo. Presentan moteados pardos y verdes. Hacia techo se oscurecen, que parece indicar un aumento relativo de materia orgánica. Abundan las raíces subactuales. Contacto inferior neto y horizontal.

Figura. 6.24.- Ortofotografía área con la situación del sondeo C2. Está situado sobre un área con gran actividad antrópica dentro del marjal. Fuente: Instituto Cartográfico Valenciano.



Tramo 6. 2,65 – 2,43 m: Arcillas negras turbosas. Se reconocen raíces y fibras vegetales subactuales. El contacto inferior es neto.

Tramo 7. 2,43 – 2,25 m: Margas (fango) gris oscuraspardas con un alto contenido de gasterópodos, tanto fracturados como enteros. El contacto inferior es gradual.

Tramo 8. 2,25 – 2,15 m: Turba hémica. Se reconocen abundantes gasterópodos enteros en todo el tramo aunque en la base predomina el género *Planorbis* mientras que a techo existe una acumulación de *Hydrobia*. El contacto inferior es gradual.

Tramo 9. 2,15 – 1,94 m: Turba hémica gruesa a fibrica negra. Se reconocen abundantes raíces y restos de fibras vegetales subactuales. El contacto con el nivel inferior es neto.

Tramo 10. 1,94 – 1,85 m: Margas (fango) de color gris oscuro – negro pardo con gasterópodos enteros. Contacto inferior neto.

Tramo 11. 1,85 – 1,69 m: Turba hémica negra. Se reconocen raíces y fibras vegetales subactuales. Contacto inferior gradual.

Tramo 12. 1,69 – 1,57 m: Margas (fango) de color gris-pardo oscuro con abundantes gasterópodos enteros (*Hydrobia* y *Bithynia*) y algún fragmento disperso. Límite inferior es neto y horizontal.

Tramo 13. 1,57 – 1,42 m: Margas (fango) grises con gasterópodos, tanto enteros como fragmentados, dispersos. Presencia de raíces y de fibras vegetales subactuales. Contacto inferior gradual.

Tramo 14. 1,42 – 1,37 m: Margas (fango) de color pardo grisáceo con restos de fibras vegetales y fragmentos de caráceas. Presencia de pequeños gasterópodos, tanto enteros como fragmentos. Contacto inferior gradual.

Tramo 15. 1,37 – 1,35 m: Turba margosa negra con fragmentos de gasterópodos dispersos. El contacto inferior es gradual.

Tramo 16. 1,35 – 1,32 m: Nivel de carófitas con restos de turba. Se reconocen abundantes gasterópodos enteros (*Hydrobia*). Base neta y horizontal.

Tramo 17. 1,32 – 0,89 m: Arcillas turbosas pardo-grisáceas con gasterópodos dispersos, enteros y fragmentos. Hacia el techo el color es más oscuro y aumenta el contenido en fibras vegetales. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 18. 0,89 – 0,71 m: Margas (fango) gris-pardo con abundantes gasterópodos enteros. En la vertical se observa un menor grado de descomposición de las fibras vegetales. El contacto inferior es gradual.

Tramo 19. 0,71 – 0,64 m: Turba hémica negra con gasterópodos enteros dispersos. Base muy irregular.

Tramo 20. 0,64 – 0,56 m: Margas (fango) gris-pardo con gasterópodos enteros dispersos y trazas de raíces. Base irregular.

Tramo 21. 0,56 – 0,00 m: Limos arcillosos grises oscuros. Presenta algún canto de pequeño tamaño (< 2 cm) de naturaleza carbonatada y restos carbonosos dispersos. Fragmentos de gasterópodos y óxidos de hierro. El contacto inferior es muy irregular.

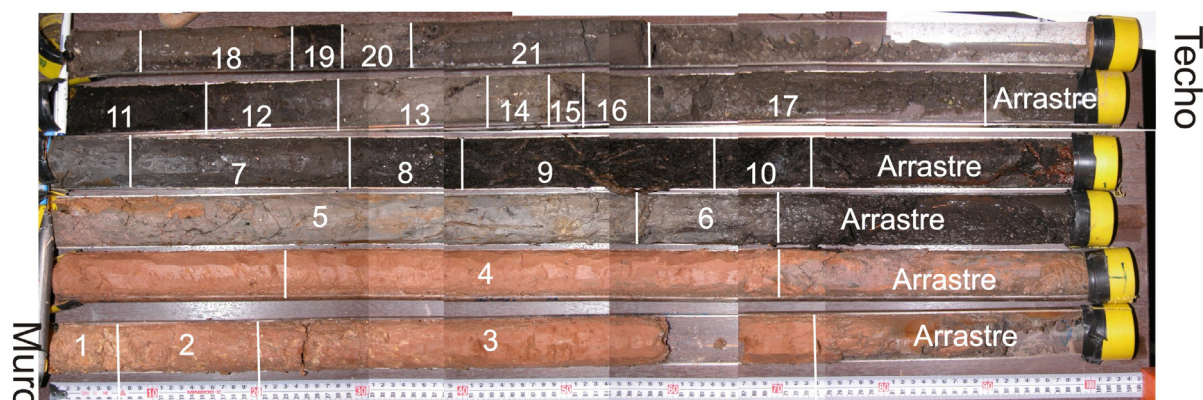


Figura 6.25.- Composición fotográfica del sondeo C2 con indicaciones de los tramos.

6.1.9. Sondeo del Marjal de Nules (Coordenadas UTM: 747075/4412672)

El sondeo se perforó en las proximidades de la playa de Nules, junto al cruce entre la carretera CV-2220 y el camino del *Serradell*, aproximadamente a unos 350 m de la línea de costa y 2,8 m de altura respecto del nivel del mar (Fig. 6.26 y 6.27). El sondeo se hizo a rotación con recuperación de testigo continuo y alcanzó una profundidad de 27,50 m.

El sondeo se encuentra en la zona de contacto entre los depósitos de cordón litoral y los depósitos de relleno del marjal, principalmente turba.

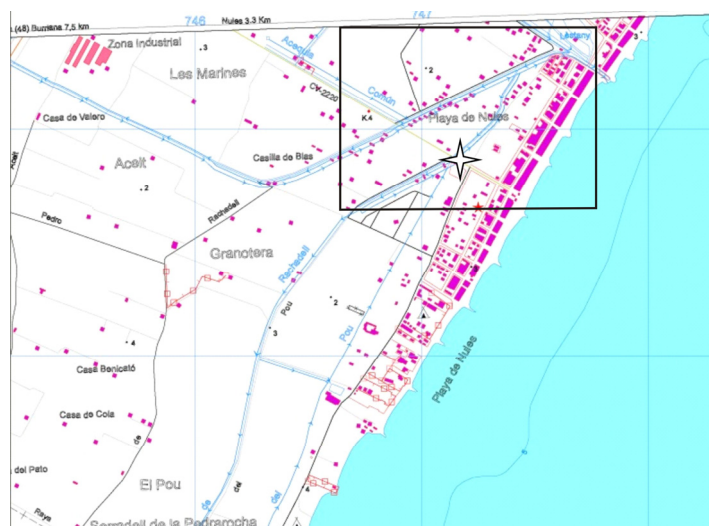


Figura 6.26.- Ubicación del sondeo C9. Base topográfica: Mapa Mocófar 669-I (59-51) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.

Figura 6.27.- Ortofotografía área con la situación del sondeo de Nules, en una zona de huertas. Fuente: Instituto Cartográfico Valenciano.



Descripción: (Fig. 6.28 y Anexo IV):

- Tramo 1.* 27,50 -26,30 m: Mal recuperado. Limos pardos-rojizos con trazas de raíces rellenas por nódulos de carbonato.
- Tramo 2.* 26,30 – 26,00 m: Arenas rojas fuertemente cementadas con cantos angulosos dispersos (centil 4 cm). Trazas de raíces sin relleno y óxidos de hierro. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 3.* 26,00 – 24,30 m: Tramo parcialmente recuperado. Limos pardo-rojizos con trazas de raíces rellenas por nódulos de carbonato con tamaños en torno a 3-4 cm. Óxidos de hierro. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 4.* 24,30 – 23,30 m: Arenas gruesas con gran cantidad de cantos de calizas y areniscas rojas mesozoicas (centil 5 cm). Parcialmente cementadas y bioturbadas por raíces sin relleno. Óxidos de hierro. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 5.* 23,30 – 20,90 m: Tramo parcialmente recuperado. Limos rojos con abundantes trazas de raíces rellenos con nódulos de carbonatos. A techo presenta un nivel de arenas finas rojizas cementadas (25 cm) con bioturbaciones de raíces y óxidos de hierro. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 6.* 20,90 – 19,20 m. Tramo parcialmente recuperado. Limos pardo-rojizos granocrecientes, con trazas de raíces rellenas por nódulos de carbonato de mayor tamaño hacia el techo. Contacto inferior muy neto entre el nivel cementado del infrayacente y los limos.
- Tramo 7.* 19,20 – 16,70 m: Tramo parcialmente recuperado. Limos pardo-rojizos con trazas de raíces rellenas por nódulos de carbonato, que son de mayor tamaño hacia el techo. A techo se reconoce un nivel de unos 60 cm de arenas finas rojas que están fuertemente cementadas y bioturbadas por raíces. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 8.* 16,70 – 15,85 m: Limos arenosos rojizos con nódulos de carbonato dispersos, más abundantes a base. Base neta y horizontal.
- Tramo 9.* 15,85 – 15,30 m: Tramo parcialmente recuperado. Arcillas pardo-rojizas que, en la vertical, pasan a limos con trazas de raíces rellenas por nódulos de carbonato. Nivel cementado a techo. Contacto inferior gradual
- Tramo 10.* 15,30 – 14,55 m: Limo pardo con pequeñas concentraciones de carbonato. Muy mala recuperación.
- Tramo 11.* 14,55 – 13,70 m: Gravitas masivas granodecrecientes con abundante matriz limo-arcillosa pardo-rojiza. Los cantos son, principalmente, nódulos de carbonato y pequeños cantos redondeados de calizas mesozoicas (centil 3cm). Base no recuperada.
- Tramo 12.* 13,70 – 13,30 m: Gravitas masivas finas granodecrecientes con abundante matriz limo-arcillosas. Cantos de nódulos de carbonato redondeados y cantos de calizas mesozoicas. Base neta y horizontal.

- Tramo 13.* 13,30 – 13,00 m: Gravas masivas finas pardo- rojizas matriz soportadas. La matriz corresponde a limos arcillosos pardo-rojizos. Óxidos de hierro. Base neta y plana.
- Tramo 14.* 13,00 – 12,70 m: Testigo no recuperado.
- Tramo 15.* 12,70 – 12,10 m: Alternancia de limos y arcillas pardas con pequeñas concentraciones de carbonato (< 2 mm) dispersas. El tramo es granodecreciente. Está compuesto fundamentalmente por cuarzo, calcita y filosilicatos (illita y clorita) y en menor proporción dolomita y feldespatos. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 16.* 12,10 – 11,70 m: Gravas finas pardas con abundante matriz arcillosa parda. Matriz compuesta por cuarzo, calcita, filosilicatos, dolomita y feldespatos. Base neta y horizontal.
- Tramo 17.* 11,70 – 11,30 m: Gravas finas, pardas, matriz soportadas y granodecrecientes. Cantos de nódulos de carbonato muy redondeados y seleccionados, y algún canto de caliza mesozoica. Óxidos de hierro dispersos. A techo se reconocen concreciones de carbonato en las que la calcita es el mineral mayoritario y el cuarzo, la dolomita y los filosilicatos (illita y clorita) son secundarios. Base neta y horizontal.
- Tramo 18.* 11,30 – 10,10 m: Gravas finas con abundante matriz arcillosa parda, granodecrecientes. A techo se observa un nivel cementado con bioturbaciones de raíces. La composición mineral del techo es cuarzo, calcita y dolomita con baja proporción de filosilicatos (illita). Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 19.* 10,10 – 9,75 m: Alternancia de limos arenosos y arcillas pardo-rojizas. De muro a techo presenta un aumento paulatino de nódulos de carbonato. La base está compuesta por cuarzo y en menor proporción calcita, feldespatos y filosilicatos. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 20.* 9,75 – 8,50 m: Limos pardos granocrecientes. Nódulos de carbonato que aumentan hacia el techo. Compuesto fundamentalmente por cuarzo y minoritariamente calcita, dolomita, feldespatos y filosilicatos. Base horizontal y neta.
- Tramo 21.* 8,50 – 7,75 m: Alternancia de limos pardos y arcillas verdosas con fuerte moteado en la base. Abundantes nódulos de carbonato que ha techo culminan en un nivel fuertemente cementado con fragmentos de bivalvos de costulación prominente. La composición mineral muestra un incremento en calcita y filosilicatos hacia el techo, siendo en cualquier caso el cuarzo el mineral principal. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 22.* 7,75 – 6,10 m: Gravas finas masivas con matriz arcillosa parda. Cantos de calizas mesozoicas y pequeños nódulos carbonatados muy redondeados (centil 3cm). Hacia el techo aumenta el tamaño de los cantos, pero disminuye su cantidad. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 23.* 6,10 – 5,40 m: Limo marrón con una acumulación de concreciones de carbonato a la base. Hacia el techo pasa gradualmente a limos arcillosos gris-verdosos con suave moteado pardo. La composición mineral es muy constante a lo largo del tramo: el cuarzo es el mineral principal y en menor proporción se han identificado feldespatos, filosilicatos y calcita. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 24.* 5,40 – 5,05 m: Arcillas limosas grises con restos vegetales. Está compuesto por filosilicatos (illita y clorita), cuarzo y, minoritariamente, calcita y feldespatos. Contacto inferior gradual.
- Tramo 25.* 5,05 – 5,00 m: Arcillas negras. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 26.* 5,00 – 4,90 m: Turba hémica negra con abundantes gasterópodos enteros (*Bithynia* y *Planorbis*) y fragmentados, y ostrácodos. Base neta y horizontal.
- Tramo 27.* 4,90 – 4,85 m: Tramo de fragmentos de caráceas con abundantes gasterópodos. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 28.* 4,85 – 4,50 m: Turba hémica gruesa con gasterópodos, bivalvos, foraminíferos y ostrácodos. Los minerales detectados mediante difracción de rayos X son cuarzo y calcita y, como accesorios, filosilicatos y dolomita. Base inferior neta y plana.
- Tramo 29.* 4,50 – 4,40 m: Margas (fango) con abundantes gasterópodos (*Bithynia*), ostrácodos y foraminíferos. Contacto inferior gradual.

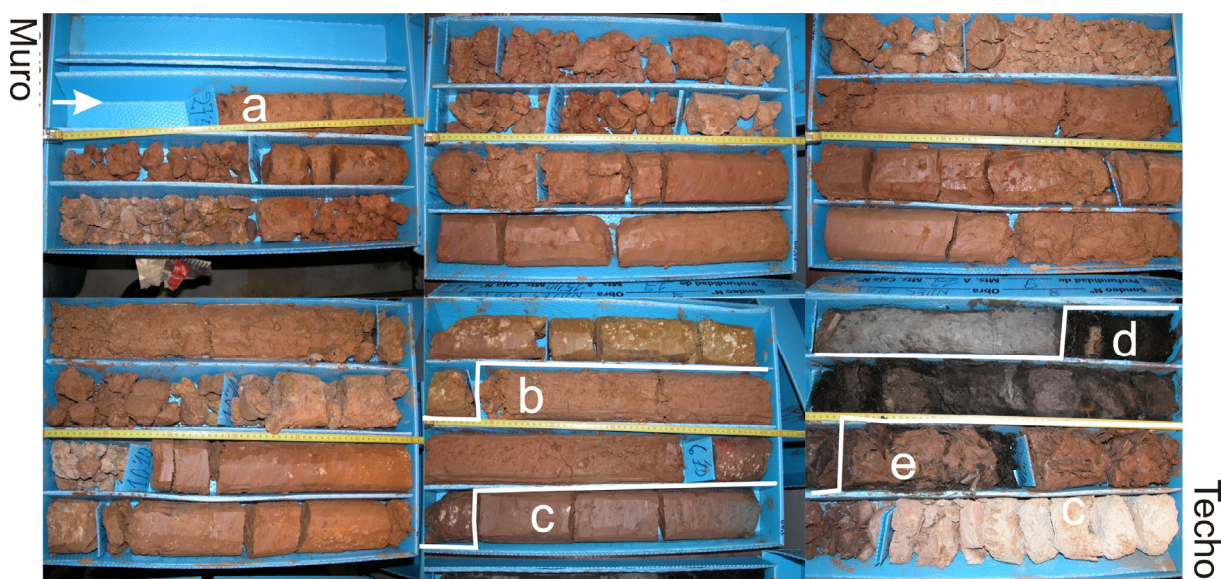


Figura 6.28.- Fotografía del sondeo de Nules con indicaciones del techo y el muro. Resumen de los tramos: a) 15,55-7,75, arcillas, limos, y arenas finas con intercalaciones carbonatadas; b) 7,75-6,10 m, gravas matriz-soportadas y limos con cantos; c) 6,10-5,00 m, arcillas pardas que pasan a arcillas grises; d) 5,00-3,10 m, turbas con intercalaciones de margas y caráceas; y e) 3,10-0,00 m, limos con cantos e intercalaciones de turbas.

Tramo 30. 4,40 – 4,35 m: Turba hémica negra con fragmentos de gasterópodos. Contacto inferior gradual.

Tramo 31. 4,35 – 4,30 m: Tramo de caráceas y abundantes gasterópodos enteros. Base neta y horizontal.

Tramo 32. 4,30 – 4,24 m: Margas (fango) con gasterópodos (*Hydrobia* y *Bithynia*) y ostrácodos. Techo muy bioturbado por raíces rellenas de la turba hémica del nivel suprayacente. Contacto inferior gradual.

Tramo 33. 4,24 – 4,00 m: Turba hémica con gasterópodos enteros y fragmentos. Contacto inferior gradual.

Tramo 34. 4,00 – 3,95 m: Arcillas turbosas grises con restos vegetales con limite inferior gradual. Fragmentos de gasterópodos y bivalvos.

Tramo 35. 3,95 – 3,90 m: Turba hémica gruesa negra con arcillas, con restos de gasterópodos. Base neta e irregular.

Tramo 36. 3,90 – 3,70 m: Arcillas turbosas grises con fragmentos de gasterópodos y bivalvos. Los minerales determinados con DRX son cuarzo y filosilicatos (illita). Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 37. 3,70 – 3,65 m: Turba arcillosa grises-negras con restos de fibras vegetales. Contacto neto y horizontal.

Tramo 38. 3,65 – 3,10 m: Arcillas turbosas grises con abundante materia orgánica. Hacia el techo hay algunas intercalaciones de turbas arcillosas con abundantes restos de gasterópodos y plantas. Contacto inferior neto y plano.

Tramo 39. 3,10 – 2,80 m: Limos arcillosos pardos con abundantes cantos (centil 4 cm). Restos de vegetales y abundantes fragmentos de gasterópodos. Compuesto fundamentalmente por cuarzo, filosilicatos y, minoritariamente, calcita y plagioclasa. Base neta y horizontal.

Tramo 40. 2,80 – 2,75 m: Turba hémica negra con abundantes gasterópodos. Contacto neto y horizontal.

Tramo 41. 2,75 – 1,50 m: Gravas soportadas por la matriz de arcillas pardas. Cantos de concreciones carbonatadas y calizas mesozoicas (centil 3 cm). Gasterópodos enteros y fragmentos. Abundantes restos vegetales.

Tramo 42. 1,50 – 0,00 m: Tramo no recuperado por lo que se complementó mediante el sondeo C9.

6.1.10. Sondeo C9 (Coordenadas UTM: 747075/4412672)

El sondeo C9 está situado junto al sondeo a rotación perforado en el Marjal de Nules en un descampado en el cruce entre la carretera CV-2220 y el camino del *Serradell* (Fig. 6.29. y 6.30). Se

ubicó a unos 350 m de la línea de costa y 2,8 m por encima del nivel del mar (Fig. 2.24). Alcanzó una profundidad de 2 m. Se sitúa en la zona de contacto entre los depósitos de cordón litoral y los de relleno del marjal.



Figura 6.29.- Fotografía oblicua del litoral donde está ubicado el sondeo C9 y el resto de sondeos a percusión en el entorno del Marjal de Nules. Fuente: Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad Valenciana.

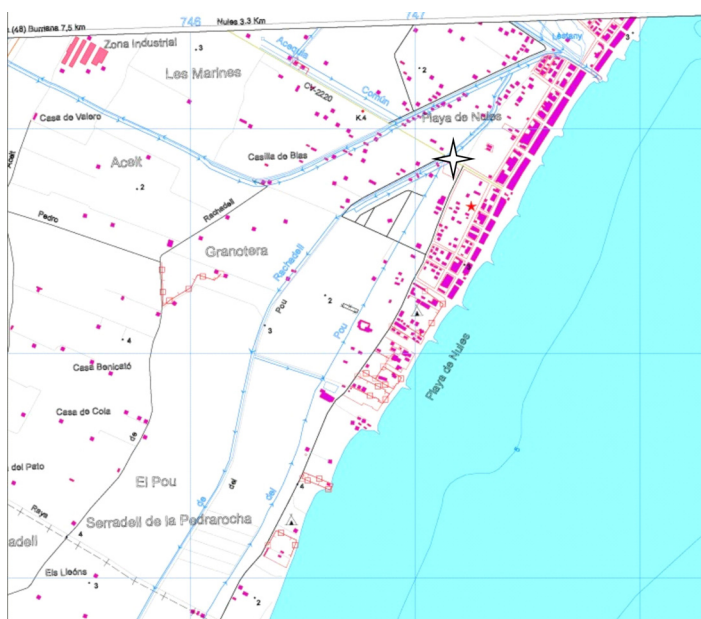


Figura 6.30.- Ubicación del sondeo C9. Base topográfica: Mapa Mocofa 669-I (59-51) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km.

Descripción (Fig. 6.31 y Anexo IV):

Tramo 1. 2,00 – 1,94 m: Arenas grises bien seleccionadas con algún resto de planta subactual disperso.

Tramo 2. 1,94 – 1,39 m: Limo arcilloso pardo con fragmentos de gasterópodos dispersos. Se observan abundantes fibras vegetales parcialmente descompuestas, que hacia el techo son de mayor tamaño. La base es irregular con presencia de cantos blandos de arcillas gris con gasterópodos.

Tramo 3. 1,39 – 1,33 m: Arcillas turbosas pardas con abundantes fibras vegetales de colores grises. Presencia de gasterópodos enteros.

Tramo 4. 1,33 – 1,28 m: Turba arcillosa fibrica gris. El grado de descomposición es muy bajo y termina en un nivel de fibras vegetales sin descomponer. Gasterópodos tipo *Planorbis*. La base es un contacto gradual.

Tramo 5. 1,28 m – 1,05 m: Grava fina con matriz arcillosa parda. Está constituida por cantos de cuarcitas y calizas negras, de aproximadamente 2 cm de tamaño. El contacto con la unidad inferior es neto y horizontal.

Tramo 6. 1,05 – 0,84 m: Arena media parda que pasa en la vertical a limo arcilloso marrón. Se reconocen fibras vegetales dispersas y cantos de areniscas rojas (Bundsandstein) y calizas. El contacto inferior es neto y horizontal.

Tramo 7. 0,84 – 0,60 m: Limo arenoso pardo con fragmentos dispersos de gasterópodos. Hacia el techo parece disminuir el tamaño de grano. Base neta e irregular.

Tramo 8. 0,60 – 0,00 m: Gravas con matriz limosa. Cantos redondeados de calizas, areniscas rojas y dolomías. Restos de raíces. Base neta e irregular.



Figura 6.31.- Composición fotográfica del sondeo C9 con indicaciones de los tramos.

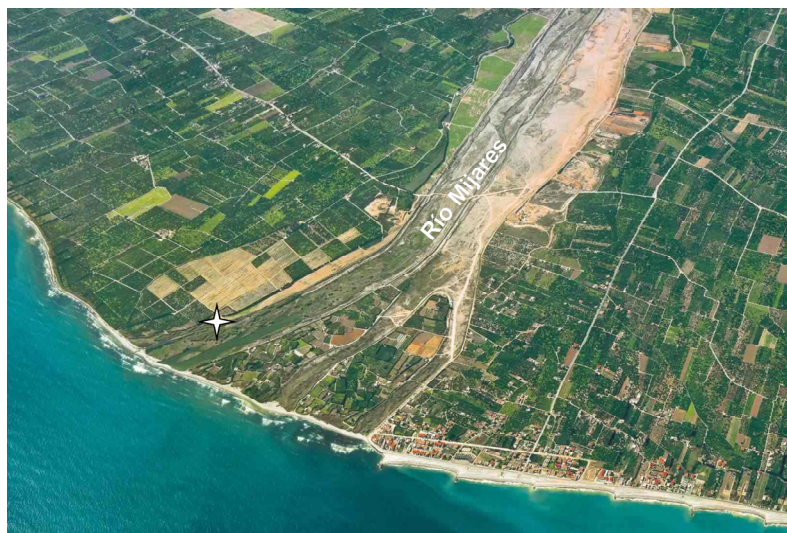
6.1.11. Sondeo del río Mijares (Coordenadas UTM: 755168/4421966)

El sondeo está localizado en la zona de Santa Bárbara, junto a la desembocadura del río Mijares (Fig. 6.32 y 6.33), al final del *Camí de la Cantera*, aproximadamente a 300 m de la línea de costa. Se situó a una altura de 5 m sobre el nivel del mar y alcanzó una profundidad de 32 m. El sondeo se inició con recuperación de testigo continuo, pero la granulometría gruesa obligó a continuar la perforación con tricono y recuperación de ripios. Geológicamente, está situado sobre gravas gruesas con intercalaciones de arenas amarillas finas con abundantes raíces.



Figura 6.32.- Localización del sondeo del río Palancia. Base topográfica: Mapa Burriana 641-III (59-50) MTN25. Cuadrícula UTM (ED50) espaciado 1 km.

Figura 6.33.- Situación del sondeo del río Mijares en una fotografía oblicua, junto a la desembocadura del río. Fuente: Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad Valenciana.



Descripción (Anexo IV):

- Tramo 1.* 36,10 – 25,50 m: Ripios de un conglomerado rojo con zonas parcialmente cementadas. Está compuesto por cantos de calizas y areniscas rojas (Buntsandstein). Presenta tramos limo-arcillosos intercalados. En la parte superior se reconocen fragmentos de un caliche.
- Tramo 2.* 25,50 – 23,50 m: Ripios. Limos rojos con cantos.
- Tramo 3.* 23,50 – 21,90 m: Ripios. Gravas gruesas con matriz arenosa. Los cantos son de calizas y cuarcitas.
- Tramo 4.* 21,90 – 21,50 m: Ripios. Margas y margo calizas blancas con cantos. Se ha interpretado como un caliche.
- Tramo 5.* 21,50 – 15,20 m: Ripios. Gravas constituidas por cantos de calizas y dolomías. La matriz es arenosa.
- Tramo 6.* 15,25 – 14,50 m: Ripios. Arenas gruesas y limos pardos con cantos dispersos. Cantos de calizas y cuarcitas.
- Tramo 7.* 14,50 – 8,80 m: Ripios. Gravas gruesas pardas con abundante arena. Cantos de calizas y cuarcitas.
- Tramo 8.* 8,80 – 8,20 m: Ripios. Arenas con cantos dispersos.
- Tramo 9.* 8,20 – 4,70 m: Ripios. Gravas gruesas que hacia el techo disminuyen de tamaño. La parte superior está constituida por arenas gruesas con cantos dispersos y algún fragmento de concha. Principalmente, cantos de calizas.
- Tramo 10.* 4,70 – 4,20 m: Gravas gruesas con matriz arenosas. Principalmente constituidas de cantos de calizas y minoritariamente de areniscas rojas (Buntsandstein). El centil es mayor a 15 cm.
- Tramo 11.* 4,20 – 1,60 m: Gravas medias matriz soportadas. La matriz es una arena media parda. Contacto inferior mal recuperado pero parece neto.
- Tramo 12.* 1,60 – 0,80 m: Gravas gruesas con matriz limo-arenosa parda. Cantos de calizas mesozoicas.
- Tramo 13.* 0,80 – 0,60 m: Arenas finas amarillas con raíces.
- Tramo 14.* 0,60 – 0,00 m: Relleno. Arenas finas.

6.1.12. Sondeo C6 (Coordenadas UTM: 756709/4428868)

El sondeo C6 se sitúa muy cerca del puerto de Castellón, en el *Camí Vell del Mar*, que era el antiguo camino que unía el puerto pesquero con la localidad de Castellón. Situado en el paraje denominado como la *Borrassa* (Fig. 6.34), la distancia con respecto a la línea de costa actual es de 500 m (Fig. 6.35). La altura aproximada a la que se encontraba la embocadura del sondeo es de 1 m

respecto al nivel del mar. Geológicamente está ubicado sobre los depósitos de relleno del marjal, muy próximo a los depósitos dunares.

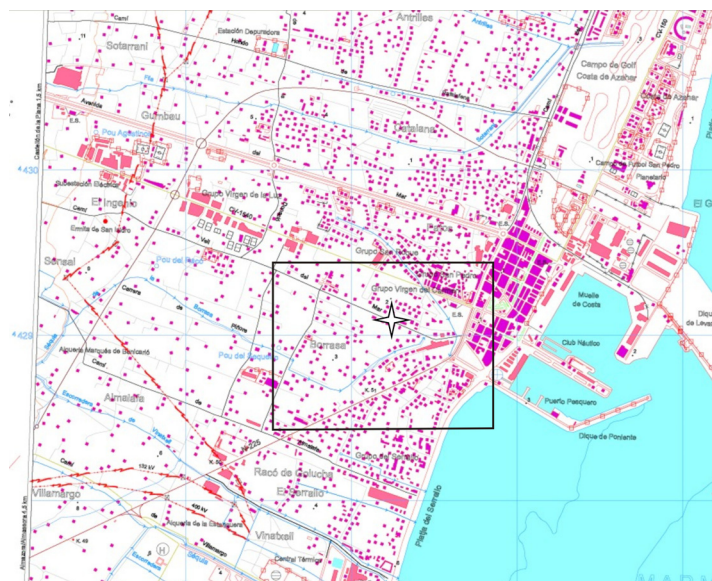


Figura 6.34.- Situación del sondeo C6. Base topográfica: Mapa El Grao de Castellón 641-II (60-49) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.

Figura 6.35. —Ortofotografía área con la situación del sondeo C6. Se observa la alta presión antrópica sobre la zona de marjal. Fuente: Instituto Cartográfico Valenciano.



Descripción (Fig. 6.36 y Anexo IV):

Tramo 1. 5,60 – 4,00 m: Arena media a fina amarilla. En la parte inferior se distingue algún fragmento de bivalvos. Se reconocen acumulaciones de carbonato que dan lugar a concreciones blancas de arenas muy cementadas de diámetro en torno a 1 cm.

Tramo 2. 4,00 – 3,80 m: Material no recuperado en el cambio de maniobra.

Tramo 3. 3,80 – 2,80 m: Arena media-fina amarilla. Hacia el techo pasa a tonos más claros, como consecuencia del aumento paulatino en la cantidad de carbonato. Así, en los 30 cm superiores, se produce un aumento considerable del contenido de concreciones carbonatadas de forma que el sedimento es completamente blanco. Concreciones de 1 a 2 cm de diámetro.

Tramo 4. 2,80 – 2,76 m: Tramo de arenas grises intensamente cementadas con abundantes moteados verdosos. Contacto inferior neto.

Tramo 5. 2,76 – 2,26 m: Arenas medias a finas gris-verdosas con fibras vegetales, que hacia arriba van disminuyendo de tamaño. Existen abundantes concreciones carbonáticas de 1 cm y moteados verdes.

Abundantes trazas de raíces rellenas de arcillas pardas. El techo está constituido por un nivel de arena cementada. Base neta y horizontal.

Tramo 6. 2,26 – 1,95 m: Arenas limosas de color pardo y moteado gris-verdosa con tonos blancos. Nódulos de carbonato de 1 cm y trazas de raíces rellenas de arcillas. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 7. 1,95 – 1,70 m: Limo arenoso pardo grisáceo con trazas de raíces. También se reconocen concreciones carbonatadas menores de 0,5 cm pero disminuyen hacia el techo. El contacto inferior es gradual.

Tramo 8. 1,70 – 1,50 m: Limos grises oscuros con abundantes moteados pardos. Trazas de raíces y fragmentos de fibras vegetales. Contacto inferior gradual.

Tramo 9. 1,50 – 1,00 m: Arcillas grises oscuras con raíces. En la parte inferior se reconocen gasterópodos, enteros y fragmentos. También se distinguen fibras vegetales y hacia el techo, óxidos de hierro. El contacto inferior es gradual.

Tramo 10. 1,00 – 0,84 m: Margas grises pardas con gasterópodos enteros dispersos (*Hydrobia*). Contacto inferior horizontal y neto.

Tramo 11. 0,84 – 0,74 m: Arcillas turbosas negras con abundantes restos enteros y fragmentados de gasterópodos dispersos y fibras vegetales. Tanto el contacto inferior como el superior son graduales.

Tramo 12. 0,74 – 0,67 m: Arcillas grises con algún gasterópodo entero disperso.

Tramo 13. 0,67 – 0,51 m: Limo arcilloso gris que en la vertical va pasando gradualmente a pardo. Contiene gasterópodos bien preservados y fragmentados.

Tramo 14. 0,51 – 0,20 m: Limo pardo con fragmentos de gasterópodos y cantos. Concreciones carbonatadas menores de 1 mm. A techo, restos carbonosos y concreciones de arena cementadas mayores de 2 cm. Contacto inferior gradual.

Tramo 15. 0,20 – 0,00 m: Limo arenoso disgregable con cantos. Es un nivel de relleno antrópico.

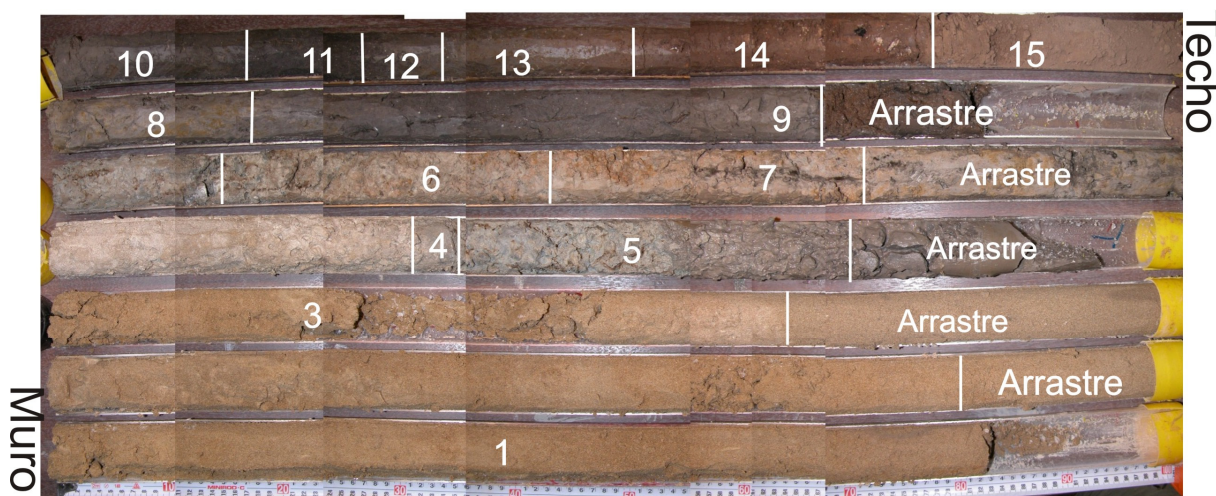


Figura 6.36.- Composición fotográfica del sondeo C6 con indicaciones de los tramos.

6.1.13. Sondeo C5 (Coordenadas UTM: 758721/4433643)

El sondeo C5 se ha realizado en el marjal de Benicasim, en el paraje *El Cuadro*, junto a la acequia de la Obra (Fig. 6.37. y 6.38). La posición del sondeo se encuentra a una distancia de 430 m de la línea de costa y a una altura respecto del nivel del mar de aproximadamente 0,5 m. El sondeo alcanzó una profundidad máxima de 2,65 m. Geológicamente se encuentra situado sobre el margen oriental de los depósitos de marjal, muy cerca del contacto con el cordón dunar actual.

Figura 6.37.- Situación del sondeo C5. Base topográfica: Mapa Benicasim 616-IV (60-48) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.

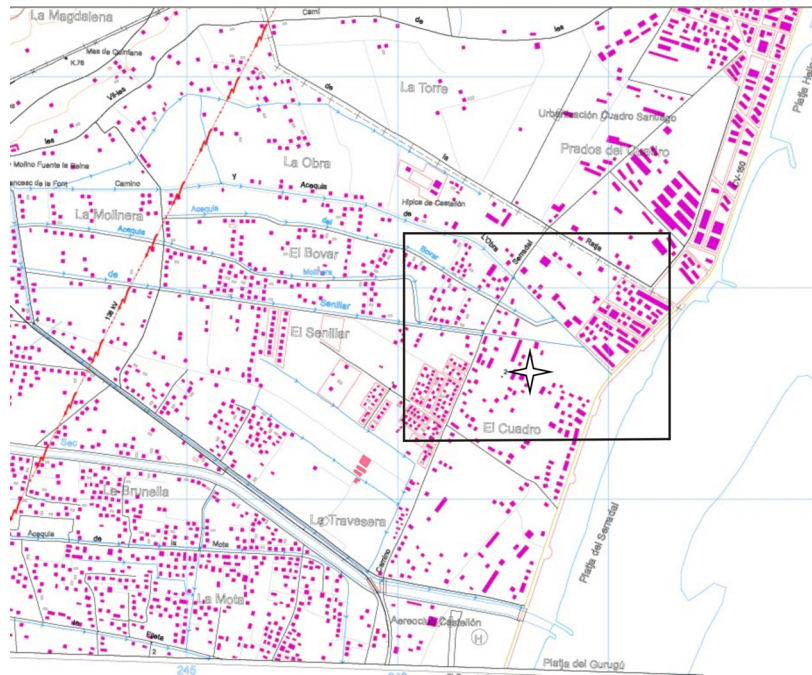


Figura 6.38.- Ortofotografía área con la situación del sondeo C5. Fuente: Instituto Cartográfico Valenciano.

Descripción (Fig. 6.39 y Anexo IV):

- Tramo 1.* 2,65 – 1,14 m: Arenas medias grises granocrecientes con restos de bivalvos. Hacia el techo se observa laminación horizontal y cruzada de bajo ángulo con abundantes fragmentos de bivalvos. En la parte superior también se observan restos carbonosos pardos, óxidos de hierro y bioturbaciones de raíces.
- Tramo 2.* 1,12 – 1,11 m: Turba fibrica pardo-rojiza con arcillas. Límites inferior y superior neto y horizontal.
- Tramo 3.* 1,11 – 0,94 m: Arenas de tamaño medio a fino, de color blanco a gris claro, parcialmente cementadas y con fragmentos dispersos de valvas de moluscos. Se distinguen trazas de raíces en torno a las cuales se observa ferruginización.
- Tramo 4.* 0,94 – 0,93 m: Intercalación de turba hémica negra. Los contactos tanto con el nivel inferior como con superior son muy netos.

Tramo 5. 0,93 – 0,24 m: Arenas medias amarillo claro que en la vertical pasan a limos blancos parcialmente cementados por carbonato. Se distinguen fragmentos de conchas dispersos, y restos de raíces en torno a los cuales se producen procesos de ferruginización.

Tramo 6. 0,24 – 0,00 m: Limo marrón con cantos de 1-2cm de arenas medias amarillas. Restos de raíces y fragmentos de fibras vegetales. Nódulos de carbonatos de 0,5 cm de diámetro. Base neta y horizontal.

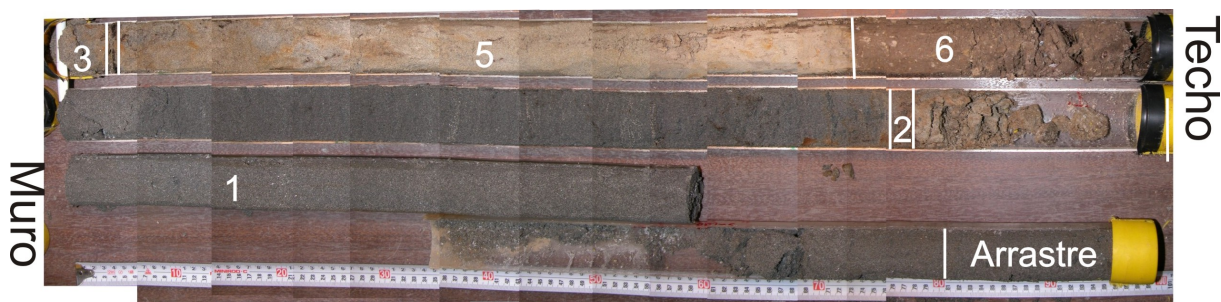


Figura 6.39. – Composición fotográfica del sondeo C5 con indicaciones de los tramos.

6.1.14. Sondeo del Marjal de Benicasim (Coordenadas UTM: 757962/4434440)

Sondeo realizado en el interior del marjal de Benicasim, concretamente en las proximidades de la Hípica de Castellón (Fig. 6.40), en el paraje de *L'Obra*. Localizado a 1,5 Km. y una altura de 0 m respecto del nivel del mar (Fig. 6.41). El sondeo se realizó a rotación y alcanzó una profundidad de 21 m. Se completó con el sondeo C10 que recuperó los 1,95 m superiores.

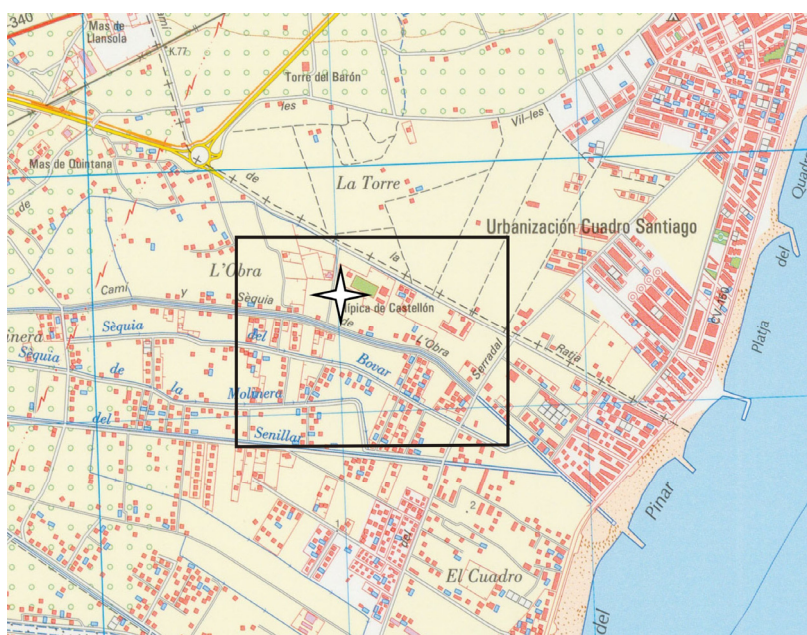


Figura 6.40.- Situación del sondeo C10. Base topográfica: Mapa Benicasim 616-IV (60-48) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.



Figura 6.41.- Situación del sondeo del Marjal de Benicasim en una fotografía oblicua. Fuente: Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad Valenciana.

Descripción (Fig. 6.42 y Anexo IV):

- Tramo 1.* 21,00 – 19,00 m: Limos rojos con abundantes nódulos de carbonato a la base. Pequeñas intercalaciones arcillosas marrones. Tramo compuesto fundamentalmente por cuarzo y secundariamente calcita y filosilicatos (illita y caolinita).
- Tramo 2.* 19,00 – 18,30 m: Arcillas pardo-rojizas con pequeños nódulos de carbonato, que aumentan hacia el techo. También, a techo se aprecia un aumento del contenido de la fracción limo.
- Tramo 3.* 18,30 – 17,00 m: Arenas finas pardo-rojizas con trazas de raíces rellenas por nódulos de carbonato. Concentración de carbonato a la base. Compuesto fundamentalmente por cuarzo y, secundariamente, calcita y filosilicatos (illita, clorita y caolinita). Base constituida por gravas con abundante matriz limo-arenosa.
- Tramo 4.* 17,00 – 15,15 m: Limos arcillosos rojos con trazas de raíces rellenas por nódulos de carbonato a techo. Contacto inferior gradual.
- Tramo 5.* 15,15 – 14,00 m: Gravas gruesas pardo-rojizas con matriz arcillosa. Cantos de calizas mesozoicas redondeadas (centil 5 cm) y, en menor cantidad, de nódulos de carbonato re TRABAJADOS. Base neta y horizontal.
- Tramo 6.* 14,00 – 13,20 m: Arenas finas limosas de color rojo. Contacto inferior gradual.
- Tramo 7.* 13,20 – 12,65 m: Arenas medias de colores pardo-rojizos y moteados verdes. Abundantes restos vegetales y presencia de óxidos de hierro. Mediante la difracción de rayos X se ha determinado la presencia mayoritaria de cuarzo y, en menor proporción, calcita y filosilicatos (illita, clorita y caolinita). Contacto inferior neto y plano.
- Tramo 8.* 12,65 – 12,15 m: Calizas de color amarillo con una acumulación de moldes de bivalvos de fuerte costulación. Se puede considerar compuesto fundamentalmente por calcita, si bien se han reconocido, con difracción de rayos X, indicios de cuarzo. Base neta y horizontal.
- Tramo 9.* 12,15 – 11,40 m: Arenas medias, grises y amarillas, cementadas, con estratificación cruzada y fragmentos de conchas. Los minerales identificados son: cuarzo, calcita, dolimita y feldespatos. Base no recuperada.
- Tramo 10.* 11,40 – 11,00 m: Tramo parcialmente recuperado. Arenas medias grises que a la base presenta un conglomerado cementado de cantos de calizas y areniscas rojas. Centil próximo a 10 cm. Aparecen escasos fragmentos de bivalvos. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 11.* 11,00 – 10,00 m: Arenas finas granocrecientes. Aumenta el contenido de bioclastos hacia el techo.
- Tramo 12.* 10,00 – 9,70 m: Testigo no recuperado.

- Tramo 13.* 9,70 – 9,20 m: Arenas medias con tendencia granocreciente. Carbonatación a techo.
- Tramo 14.* 9,20 – 9,00 m: Testigo no recuperado.
- Tramo 15.* 9,00 – 8,20 m: Arenas medias amarillas granodecrecientes.
- Tramo 16.* 8,20 – 8,15 m: Testigo no recuperado.
- Tramo 17.* 8,15 – 6,00 m: Alternancia de arenas medias y finas que, en la vertical, pasan a arenas medias con abundantes fragmentos de bivalvos. En general, todo el conjunto de arenas no presenta una buena recuperación. En torno a los 7 m aparece un nivel parcialmente cementado. En la base, a partir de difracción de rayos X, se ha determinado la presencia de cuarzo, calcita, dolomita y filosilicatos.
- Tramo 18.* 6,00 – 4,80 m: Tramo mal recuperado con arrastres de niveles superiores. Arenas finas amarillas con fragmentos de conchas que en la vertical pasan a arcillas margosas grises con abundantes bivalvos (*Cerastoderma glaucum*).
- Tramo 19.* 4,80 – 4,60 m: Calizas nodulosas grises con bioclásticos de bivalvos y gasterópodos. Compuesto por calcita, secundariamente por cuarzo y a techo trazas de aragonito y yeso. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 20.* 4,60 – 4,50 m: Arcillas grises oscuras con nódulos de carbonato. Abundantes restos vegetales. Contacto inferior mal recuperado.
- Tramo 21.* 4,50 – 4,25 m: Turba sáprica negra. Gasterópodos dispersos enteros. Presenta como mineral principal cuarzo y como secundarios filosilicatos, esencialmente illita, caolinita y clorita. Base neta y horizontal.
- Tramo 22.* 4,25 – 4,00 m: Alternancias centimétricas de turba hémica y margas pardas. Hacia techo aumenta el espesor y la cantidad de los niveles margas. En el techo presenta un nivel pardo amarillento con abundantes caráceas y gasterópodos (*Hydrobia*, *Bithynia* y *Limnea*). Está compuesto por calcita y cuarzo. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 23.* 4,00 – 3,80 m: Alternancias centimétricas de turba hémica con fragmentos de gasterópodos y margas con caráceas, gasterópodos (*Limnea*, *Hydrobia* y *Bithynia*), foraminíferos y ostrácodos. Hacia el techo las margas pardas ganan potencia. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 24.* 3,80 – 3,55 m: Turba sáprica negra con gasterópodos, foraminíferos y ostrácodos. En la parte superior aparecen pequeñas intercalaciones milimétricas de margas. Límite inferior neto.
- Tramo 25.* 3,55 – 3,50 m: Margas pardas amarillenta con alta concentración de caráceas. Gasterópodos enteros.
- Tramo 26.* 3,50 – 3,32 m: Turba hémica negra. Abundantes gasterópodos enteros y fragmentos. Contacto inferior horizontal y neto.
- Tramo 27.* 3,32 – 3,22 m: Tramo constituido por fragmentos de caráceas color crema con abundantes gasterópodos. Contacto neto.
- Tramo 28.* 3,22 – 3,20 m: Turba sáprica con fragmentos de gasterópodos. Contacto inferior no recuperado.
- Tramo 29.* 3,20 – 3,15 m: Tramo formado por caráceas color amarillo. Abundantes gasterópodos enteros y fragmentos. Base irregular.
- Tramo 30.* 3,15 – 3,00 m: Turba hémica con fragmentos de gasterópodos. El contacto inferior es neto y horizontal.
- Tramo 31.* 3,00 – 2,62 m: Alternancia milimétrica de turbas negras y margas pardas con restos de caráceas. Hacia el techo aumenta el espesor de los niveles de margas y disminuye la potencia de los niveles de turba hasta desaparecer. Abundantes restos de gasterópodos. Base neta y horizontal.
- Tramo 32.* 2,62 – 2,45 m: Alternancia milimétrica de margas pardas y turba negra con gasterópodos. Aumenta la cantidad de materia orgánica hacia el techo. Contacto inferior neto y horizontal.
- Tramo 33.* 2,45 – 2,35 m: Turbas hémicas negras con gasterópodos. Presenta intercalaciones de margas pardas.
- Tramo 34.* 2,35 – 1,95 m: Margas pardas con restos de caráceas y fragmentos de gasterópodos. A techo aparece una gran concentración de restos de caráceas. Base neta y horizontal.
- Tramo 35.* 1,95 – 1,90 m: Margas grises con caráceas y gasterópodos. Base neta y horizontal.

Tramo 36. 1,90 – 1,50 m: Turba arcillosa con gasterópodos enteros (*Hydrobia*, *Limnea*, *Bithynia* y *Melanopsis*) y fragmentados. Base neta e irregular.

Tramo 37. 1,50 – 1,35 m: Arcillas turbosas grises con raíces. Entre 1,40-1,43 m xxxxxx se registra una intercalación de limos pardos. Escasos fragmentos de gasterópodos y concentraciones milimétricas de turba. Desde el punto de vista mineralógico están compuestas por cuarzo, filosilicatos (illita, clorita y caolinita) y calcita. Base neta y horizontal.

Tramo 38. 1,35 – 1,25 m: Limos pardos con cantos dispersos y fragmentos de gasterópodos. Cantos inferiores a 0,5 cm de nódulos de carbonato y algún canto disperso de calizas mesozoicas.

Tramo 39. 1,30 – 0,30 m: Limos pardos marrones con pequeños cantos y raíces. Los análisis de difracción de rayos X evidencian la presencia mayoritaria de cuarzo y, en menor proporción, calcita, feldespatos y filosilicatos.

Tramo 40. 0,30 – 0,00 m: Testigo no recuperado.

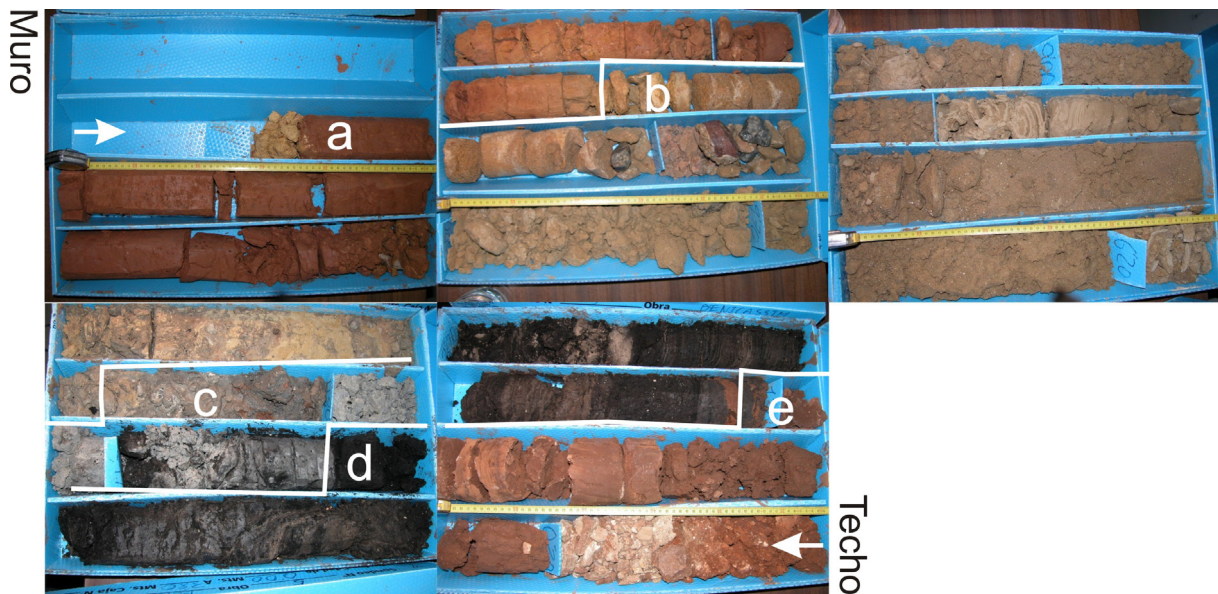


Figura 6.42.- Fotografía del sondeo de Benicasim con indicaciones del techo y el muro. Resumen de los tramos: a) 21,00-12,15, arcillas, limos, y arenas finas con intercalaciones carbonatadas; b) 12,15-6,00 m, arenas bioclásticas; c) 6,00-4,50 m, arcillas grises y margo-calizas con bivalvos; d) 4,50-1,35 m, turbas con intercalaciones de margas y caráceas; y e) 1,35-0,00 m, limos con cantos.

6.1.15. Sondeo C10 (Coordenadas UTM: 757962/44344440)

Realizado junto al sondeo de rotación ubicado en la parte central del marjal de Benicasim (Fig. 6.43). Se encuentra situado junto a la Hípica de Castellón, en el camino de la Ralla, en el paraje de L'Obra. El sondeo se encuentra aproximadamente a 1500 m de la línea de costa, y a nivel del mar (Fig. 6.44). Alcanzó una profundidad de 1,95 m. Geológicamente, se encuentra ubicado entre los abanicos aluviales holocenos y el cordón dunar.

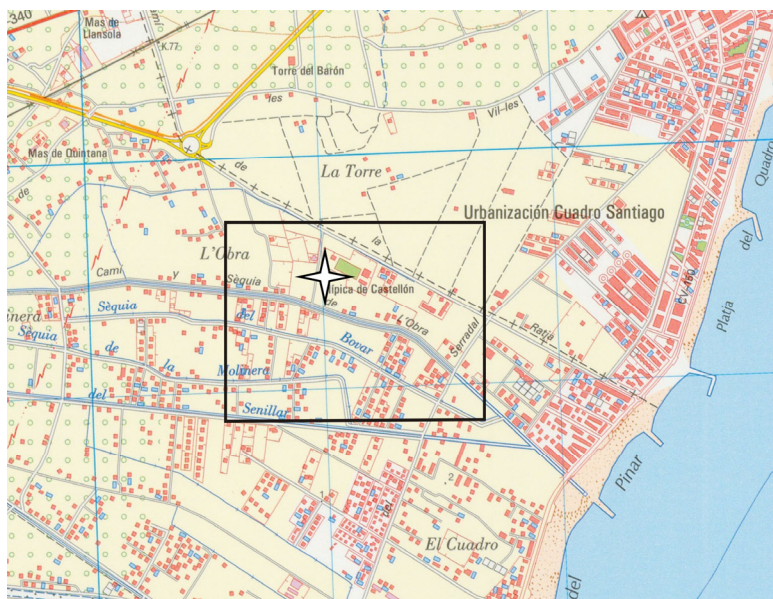


Figura 6.43.- Situación del sondeo C10. Base topográfica: Mapa Benicasim 616-IV (60-48) MTN25. Cuadrícula UTM (Huso 30, ED50) espaciado de 1 km. Recuadro de la ortofotografía aérea.

Figura 6.44.- Ortofotografía área con la situación del sondeo C10. Fuente: Instituto Cartográfico Valenciano.



Descripción (Fig. 6.45 y Anexo IV):

- Tramo 1.** 1,95 – 1,91 m: Turba hémica de color negro. A base abundan los gasterópodos enteros (*Bithynia*) y fragmentados.
- Tramo 2.** 1,91 – 1,87 m: Margas pardas con gasterópodos enteros. Restos de plantas no degradadas. El contacto inferior es muy irregular.
- Tramo 3.** 1,87 – 1,80 m: Margas (fango) de color gris con gasterópodos enteros, sobre todo tipo *Bithynia*, y también *Hydrobia* y *Melanopsis*. Abundantes restos de fibras de plantas, con distintos grados de descomposición y talos de caráceas. A 1,86 aparece una intercalación turbosa milimétrica. Trazas de raíces rellenas de turba negra. El contacto inferior es irregular y erosivo.
- Tramo 4.** 1,80 – 1,75 m: Tramo de restos de caráceas pardas finas. En la vertical hay un enriquecimiento en el contenido de caráceas que forman un nivel de concentración. En la base aparecen arcillas que disminuyen hacia techo. Se reconocen gasterópodos (enteros y fragmentos) y restos de raíces a lo largo de todo el nivel. Contacto inferior neto e irregular.
- Tramo 5.** 1,75 – 1,73 m: Turba hémica negra con restos de fibras vegetales de color rojo. Restos de gasterópodos. Contacto con el nivel inferior neto.

Tramo 6. 1,73 – 1,68 m: Margas (fango) de color negro-grisáceo con gasterópodos enteros dispersos (*Bithynia* y *Melanopsis*). Base irregular. Está compuesto mayoritariamente por calcita y en menor medida por cuarzo y filosilicatos (illita).

Tramo 7. 1,68 – 1,66 m: Tramo de margas de color amarillo con fragmentos pequeños de caráceas y gasterópodos dispersos. La cantidad de caráceas aumenta hacia el techo. El contacto inferior es gradual.

Tramo 8. 1,66 – 1,41 m: Turba hémica negra. Se reconocen gasterópodos enteros (*Bithynia* e *Hydrobia*) y fragmentados. El contacto con el nivel infrayacente es brusco. En difracción de rayos X son calcita, aragonito y cuarzo.

Tramo 9. 1,41 – 1,19 m: Arcillas pardo grisáceas con fragmentos de gasterópodos. Presenta pequeñas concentraciones de materia orgánica. Está constituido principalmente por filosilicatos (illita, caolinita y esmectita), calcita y cuarzo. La base es irregular.

Tramo 10. 1,19 – 1,00 m: Limo arenoso marrón-rojizo con cantos de calizas y cuarcitas, cuyo tamaño de grano disminuye hacia el techo. Fragmentos de gasterópodos. Contacto inferior neto y horizontal.

Tramo 11. 1,00 – 0,40 m: Limo arenoso marrón-rojizo con cantos carbonáticos y cuarcitas de diámetro aproximado de 1 cm. Se reconocen fragmentos de gasterópodos terrestres y fibras de raíces. Concreciones de carbonato menores de 0,5 cm. Su mineralogía incluye calcita, filosilicatos y cuarzo. El contacto inferior es gradual.

Tramo 12. 0,40 – 0,30 m: Limo con nódulos de carbonato milimétricos. Se ha identificado calcita y, minoritariamente, cuarzo. Posible relleno.

Tramo 13. 0,30 – 0,00 m: Relleno antrópico. Limos pardos con cantos carbonáticos de hasta 3 cm.

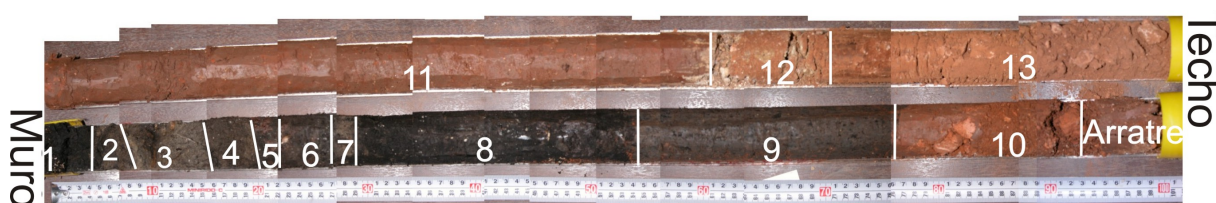


Figura 6.45.- Composición fotografía del sondeo C10 con indicaciones de los tramos.

6.2. RESULTADOS DE LAS DATACIONES

6.2.1. Edades de radiocarbono

Se han estudiado 35 muestras de diferente naturaleza con el fin de datar los materiales investigados, aplicando los métodos de radiocarbono convencional y por espectrometría de masas. De estas 35 muestras, 6 no proporcionaron edades por estar fuera del rango del método, tanto por ser posteriores al año 1950 como por superar los 40.000 a. BP.

Las edades radiométricas obtenidas (Tabla 6.1) fueron calibradas, obteniéndose edades de calendario que aparecen recogidas en la Tabla 6.2. Sin embargo, no todas las edades resultan verosímiles, puesto que, si las representamos en un gráfico, en función de su profundidad para cada uno de los sondeos, se encuentran ciertas discrepancias (Fig. 6.46)

Los dos casos más habituales son: datación de una o varias muestras con edades más antiguas dentro de una serie de muestras con edades correlativas, y de igual manera puede ocurrir que aparezcan una o varias edades más jóvenes que la serie predominante o la que mantenga tasas de sedimentación parecidas (p.ej. sondeos de Almenara y Benicasim, Fig 6.46). En estos casos las anomalías en las dataciones pueden ser debidas a varias causas: variaciones en el contenido de ^{14}C de la muestra, ya sea por fraccionamiento isotópico, contaminación o recrystalización, o debido a efectos de fuente o de reserva, como puede ser el efecto de aguas duras. Una, o la combinación de varias de estas causas, ha podido producir los errores en las dataciones.

El problema es cómo determinar cuáles son las aceptables para obtener un modelo de edad congruente y lo más real posible. La discriminación de las dataciones obtenidas se hace según las características de la muestra (naturaleza, tipo de sedimento, muestreo,...) y los datos de laboratorio ($\delta^{13}\text{C}$), pero además, las edades resultantes deben ser congruentes con el contexto estratigráfico.

De esta forma, se observa que las edades recogidas en sedimentos que han sufrido procesos post-sedimentarios como pueden ser paleosuelos carbonatados (C14-3350-ALM/C, C14-2170-ALM/C y C14-1240-BEN/C) presentan edades más antiguas de lo esperable, posiblemente debido al fraccionamiento isotópico y al efecto de aguas duras, puesto que el agua freática es bicarbonatada y procede de los macizos calizos mesozoicos sin ^{14}C , por lo que la edad obtenida es más antigua. Para intentar fecharlas se llevaron a cabo dataciones por U/Th en el laboratorio del centro del Jaume Almera de Barcelona, comprobándose que la relación de $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, que mide la cantidad de Th isotópico hijo procedente de la desintegración de ^{234}U que hay en la muestra frente al Th aportado por los filosilicatos, es muy alta, indicativa del equilibrio isotópico existente entre ^{230}Th hijo y ^{234}U padre, por lo que el sistema ha permanecido abierto y no se han obtenido edades correctas.

También se ha observado que los resultados obtenidos de las muestras datadas en los limos arcillosos con bivalvos del sondeo de Almenara (muestras C14-1240-47-2, C14-ALM-1595-26-2, AMS-1790-ALM y AMS-1480-ALM) arrojan edades muy antiguas. En este caso, los datos de $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras de valvas de moluscos en relación a los datos normales de $\delta^{13}\text{C}$ de Stuiver y Polach (1977) son dispares, así, para la fauna marina están oscilan entre -1 y +4 y para fauna dulciacuícola entre -8 y -12, pero nuestros valores son intermedios, posiblemente por influencia de las aguas carbonáticas. También se deben tener en cuenta los efectos del neomorfismo o recristalización en los primeros estadios de la diagénesis, ya que la transformación del aragonito de las conchas en calcita modifica su concentración de ^{14}C .

Por último, en algunas muestras se ha detectado contaminación por carbono más joven. Esta contaminación se debe a partículas orgánicas más jóvenes: raíces, conchas o restos de plantas actuales. En el caso del sondeo de Almenara se encontraron raíces subactuales en una zona del sondeo donde se habían extraído dos de las muestras (AMS-305-ALM y AMS-610-ALM); para confirmarlo se realizaron dataciones en muestras equivalentes tomadas del sondeo C8 (situado junto al sondeo de Almenara), con edades congruentes con el contexto estratigráfico. Otra fuente de contaminación por carbono joven se ha detectado en la parte inferior de las turbas de los sondeos de Nules, Benicasim y C3 (muestras AMS-565-NUL, AMS-470-BEN, AMS-230-C3 y AMS-285-C3), donde, por causa del lixiviado de la materia orgánica suprayacente, se produce una concentración de carbono joven en las arcillas basales de las turberas, como plantean Björck y Wohlfarth (2001).

En resumen, de un total de 35 dataciones realizadas, sólo se han podido utilizar 19 edades calibradas (el 54%) para construir el modelo de edad, manteniendo la congruencia con el contexto estratigráfico.

Sondeos	Nombre de muestra	Lab. no.	Profundidad (cm)	Age ^{14}C (BP)	Análisis	$\delta^{13}\text{C}$	Material datado
Almenara	AMS-610-ALM	GdA-496	610	2670 \pm 35	AMS	-25,6 \pm 1,3	Restos de plantas
Almenara	AMS-2019-ALM	GdA-497	2019	9480 \pm 110	AMS	-29,3 \pm 2,6	Sedimento orgánico
Almenara	AMS-3670-ALM	GdA-498	3670	20580 \pm 400	AMS	-24,4 \pm 2,2	Restos de plantas
Almenara	AMS-305-ALM	GdA-499	305	1970 \pm 50	AMS	-27,3 \pm 0,5	Turba
Benicasim	AMS-360-BEN	GdA-500	360	5150 \pm 40	AMS	-26,3 \pm 0,9	Turba

ESTRATIGRAFÍA

Benicasim	AMS-140-BEN	GdA-501	140	270 ± 40	AMS	-28,8 ± 0,4	Turba
Benicasim	AMS-470-BEN	GdA-502	470	4820 ± 70	AMS	-32,6 ± 0,2	Turba
Nules	AMS-485-NUL	GdA-503	485	5920 ± 70	AMS	-29,3 ± 0,3	Turba
Nules	AMS-565-NUL	GdA-504	565	5280 ± 70	AMS	-26,8 ± 0,3	Limo
Almenara	C14-1240-47-2	GdA-505	1240	41100 ± 1900	AMS	-7,3 ± 0,7	Concha
Almenara	C14-ALM-1595-26-2	GdA-506	1595	>41000	AMS	-3,2 ± 1,1	Concha
Palancia	C14-420-SAG	GdA-507	420	3700 ± 35	AMS	-10,3 ± 0,4	Concha
C6	AMS-265-C6	GdA-648	265	3690 ± 35	AMS	25,6 ± 0,5	Limo
C6	AMS-79-C6	GdA-649	79	610 ± 35	AMS	-31,5 ± 0,6	Turba
C7	AMS-130-C7	GdA-650	130	114,96 ± 0,41 pMC	AMS	-25,9 ± 0,2	Sedimento orgánico
C8	AMS-69-C8	GdA-651	69	124,43 ± 0,46 pMC	AMS	-28,6 ± 0,3	Sedimento orgánico
Almenara	AMS-1790-ALM	GdA-655	1790	> 40000 BP	AMS	-10 ± 0,3	Concha
C3	AMS-21-C3	GdA-657	21	715 ± 35	AMS	-10,8 ± 0,4	Limo
C3	AMS-51-C3	GdA-658	51	820 ± 35	AMS	-22,6 ± 0,7	Limo
C3	AMS-230-C3	GdA-659	230	1125 ± 35	AMS	-21,2 ± 2,9	Sedimento orgánico
C3	AMS-285-C3	GdA-660	285	3360 ± 50	AMS	-10 ± 0,3	Limo
Almenara	AMS-1480-ALM	GdA-615	1480	34000 ± 500	AMS	-5 ± 0,5	Sedimento orgánico
C10	AMS-48-C10	GdA-616	48	Modern 109.68±0.37 pMC	AMS	-30,7 ± 0,6	Sedimento orgánico
Benicasim	AMS-1290-BEN	GdA-617	1290	18850 ± 110	AMS	-10,9 ± 0,6	Sedimento orgánico
Almenara	C14-168-ALM	Gd-15851	168	3440 ± 120	Radiocarbono convencional	-25	Turba
C3	C14-157-C3	Gd-30095	157	4870 ± 100	Radiocarbono convencional	-25	Turba
C4	C14-63-C4	Gd-15868	63	3295 ± 130	Radiocarbono convencional	-25	Turba
C 4	C14-252-C4	Gd-18376	252	6480 ± 160	Radiocarbono convencional	-25	Turba
C7	C14-344-C7	Gd-30096	344	5020 ± 120	Radiocarbono convencional	-25	Turba
C 7	C14-542-C7	Gd-15845	542	7940 ± 130	Radiocarbono convencional	-25	Turba
Benicasim	C14-1240-BEN /C	Gd-12801	1240	29720 ± 860	Radiocarbono convencional	0	Carbonato
C8	C14-172-C8	Gd-17366	172	3800 ± 140	Radiocarbono convencional	-25	Turba
C10	C14-191-C10	Gd-30094	191	3320 ± 95	Radiocarbono convencional	-25	Turba
Almenara	C14-3350-ALM/C	Gd-12814	3350	> 32800	Radiocarbono convencional	-5	Carbonato
Almenara	C14-2170-ALM/C	Gd-12813	2170	24980 ± 520	Radiocarbono convencional	-5	Carbonato

Tabla. 6.1- Edades radiométricas.

Sondeos	Nombre de muestra	Prof. (cm)	Age ¹⁴ C (BP)	Edades calibradas		Media (años)
				1 σ (68% probabilidad)	2 σ (95% probabilidad)	
Almenara	AMS-610-ALM	610	2670 \pm 35	[2749-2792 BP] 0,94 [2832-2837 BP] 0,05	[2746-2846 BP] 1	2796 Cal BP
Almenara	AMS-2019-ALM	2019	9480 \pm 110	[10583-10821 BP] 0,65 [10843-10867 BP] 0,05 [10952-11070 BP] 0,29	[10444-10451 BP] 0,003 [10495-11169 BP] 0,99	10832 Cal BP
Almenara	AMS-3670-ALM	3670	20580 \pm 400	[24257-25343 BP] 1	[23730-25717 BP] 0,98 [25886-26000 BP] 0,01	24724 Cal BP
Almenara	AMS-305-ALM	305	1970 \pm 50	[1885-1989 BP] 1	[1822-2060 BP] 0,99 [2090-2091 BP] 0,001	1941 Cal BP
Benicasim	AMS-360-BEN	360	5150 \pm 40	[5772-5783 BP] 0,06 [5794-5804 BP] 0,05 [5891-5943 BP] 0,76 [5971-5985 BP] 0,11	[5753-5826 BP] 0,25 [5864-5869 BP] 0,004 [5875-5991 BP] 0,74	5933 Cal BP
Benicasim	AMS-140-BEN	140	270 \pm 40	[155-166 BP] 0,08 [284-321 BP] 0,46 [378-427 BP] 0,45	[0-9 BP] 0,01 [151-173 BP] 0,08 [275-343 BP] 0,40 [346-464 BP] 0,50	405 Cal BP
Benicasim	AMS-470-BEN	470	4820 \pm 70	[5470-5558 BP] 0,63 [5569-5613 BP] 0,31 [5630-5642 BP] 0,05	[5326-5405 BP] 0,11 [5446-5663 BP] 0,87 [5675-5680 BP] 0,003 [5690-5709 BP] 0,01	5555 Cal BP
Nules	AMS-485-NUL	485	5920 \pm 70	[6664-6800 BP] 0,86 [6816-6845 BP] 0,13	[6565-6590 BP] 0,02 [6601-6936 BP] 0,97	6769 Cal BP
Nules	AMS-565-NUL	565	5280 \pm 70	[5948-5966 BP] 0,08 [5988-6123 BP] 0,72 [6145-6179 BP] 0,18	[5917-6211 BP] 0,97 [6246-6266 BP] 0,02	6064 Cal BP
Almenara	C14-1240-47-2	1240	41100 \pm 1900	43470-46670 BP	41870-48270BP*	45070 Cal BP
Almenara	C14-ALM-1595-26-2	1595	>41000	-----	-----	-----
Palancia	C14-420-SAG	420	3700 \pm 35	[3985-4050 BP] 0,65 [4062-4090 BP] 0,27 [4130-4140 BP] 0,07	[3930-3943 BP] 0,01 [3968-4152 BP] 0,98	4060 Cal BP
C 6	AMS-265-C6	265	3690 \pm 35	[3981-4084 BP] 1	[3914-3917 BP] 0,003 [3922-4098 BP] 0,92 [4116-4146 BP] 0,07	4010 Cal BP
C 6	AMS-79-C6	79	610 \pm 35	[554-568 BP] 0,19 [583-610 BP] 0,40 [621-649 BP] 0,40	[544-656 BP] 1	600 Cal BP
C7	AMS-130-C7	130	114,96 \pm 0,41 pMC	-----	-----	-----
C8	AMS-69-C8	69	124,43 \pm 0,46 pMC	-----	-----	-----
Almenara	AMS-1790-ALM	1790	> 40000 BP	-----	-----	-----
C3	AMS-21-C3	21	715 \pm 35	[655-687 BP] 1,	[565-587 BP] 0,11 [644-724 BP] 0,88	684 Cal BP

C3	AMS-51-C3	51	820 ± 35	[689-743 BP] 0,90 [753-761 BP] 0,09	[679-789 BP] 1	734 Cal BP
C3	AMS-230-C3	230	1125 ± 35	[978-1061 BP] 1	[957-1096 BP] 0,92 [1102-1141 BP] 0,06 [1161-1168 BP] 0,01	1027 Cal BP
C3	AMS-285-C3	285	3360 ± 50	[3489-3496 BP] 0,03 [3509-3520 BP] 0,05 [3556-3644 BP] 0,74 [3660-3686 BP] 0,15	[3466-3709 BP] 0,99 [3711-3715 BP] 0,003	3588 Cal BP
Almenara	AMS-1480-ALM	1480	34000 ± 500	39080-41000 BP	38120-41960 BP	40040 Cal BP
C10	AMS-48-C10	48	Modern 109.68±0.37 pMC	-----	-----	-----
Benicasim	AMS-1290-BEN	1290	18850 ± 110	[22281-22479 BP] 1	[22183-22585 BP] 1	22384 Cal BP
Almenara	C14-168-ALM	168	3440 ± 120	[3561-3860 BP] 1	[3404-3430 BP] 0,01 [3439-3986 BP] 0,98 [4049-4063 BP] 0,005	3713 Cal BP
C3	C14-157-C3	157	4870 ± 100	[5474-5548 BP] 0,28 [5575-5726 BP] 0,71	[5325-5409 BP] 0,077 [5445-5766 BP] 0,84 [5806-5890 BP] 0,07	5606 Cal BP
C 4	C14-63-C4	63	3295 ± 130	[3384-3645 BP] 0,92 [3657-3687 BP] 0,07	[3222-3226 BP] 0,001 [3241-3864 BP] 0,99	3553 Cal BP
C4	C14-252-C4	252	6480 ± 160	[7255-7517 BP] 0,93 [7536-7563 BP] 0,06	[7013-7127 BP] 0,05 [7147-7660 BP] 0,94	7404 Cal BP
C7	C14-344-C7	344	5020 ± 120	[5656-5896 BP] 1	[5476-5539 BP] 0,02 [5576-6003 BP] 0,96 [6084-6098 BP] 0,004 [6162-6168 BP] 0,001	5790 Cal BP
C7	C14-542-C7	542	7940 ± 130	[8638-8982 BP] 1	[8451-9126 BP] 1	8789 Cal BP
Benicasim	C14-1240-BEN /C	1240	29720 ± 860	33490-35650 BP	32410-36730 BP*	34570 Cal BP
C8	C14-172-C8	172	3800 ± 140	[3991-4042 BP] 0,11 [4072-4410 BP] 0,88	[3731-3745 BP] 0,003 [3772-3790 BP] 0,004 [3826-4574 BP] 0,99 [4773-4777 BP] 0,001	4200 Cal BP
C10	C14-191-C10	191	3320 ± 95	[3448-3643 BP] 0,92 [3664-3683 BP] 0,07	[3366-3732 BP] 0,94 [3744-3775 BP] 0,02 [3790-3826 BP] 0,03	3549 Cal BP
Almenara	C14-3350-ALM/C	3350	> 32800	-----	-----	-----
Almenara	C14-2170-ALM/C	2170	24980 ± 520	29310-30390 BP*	28770-30930 BP	29850 Cal BP

Tabla 6.2.- Calibración de las edades de radiocarbono utilizando el programa Calib. Rev. 5.0.1. Las muestras modernas, posteriores a 1950, presentan las concentraciones de C (pMC, parte por millón de C).

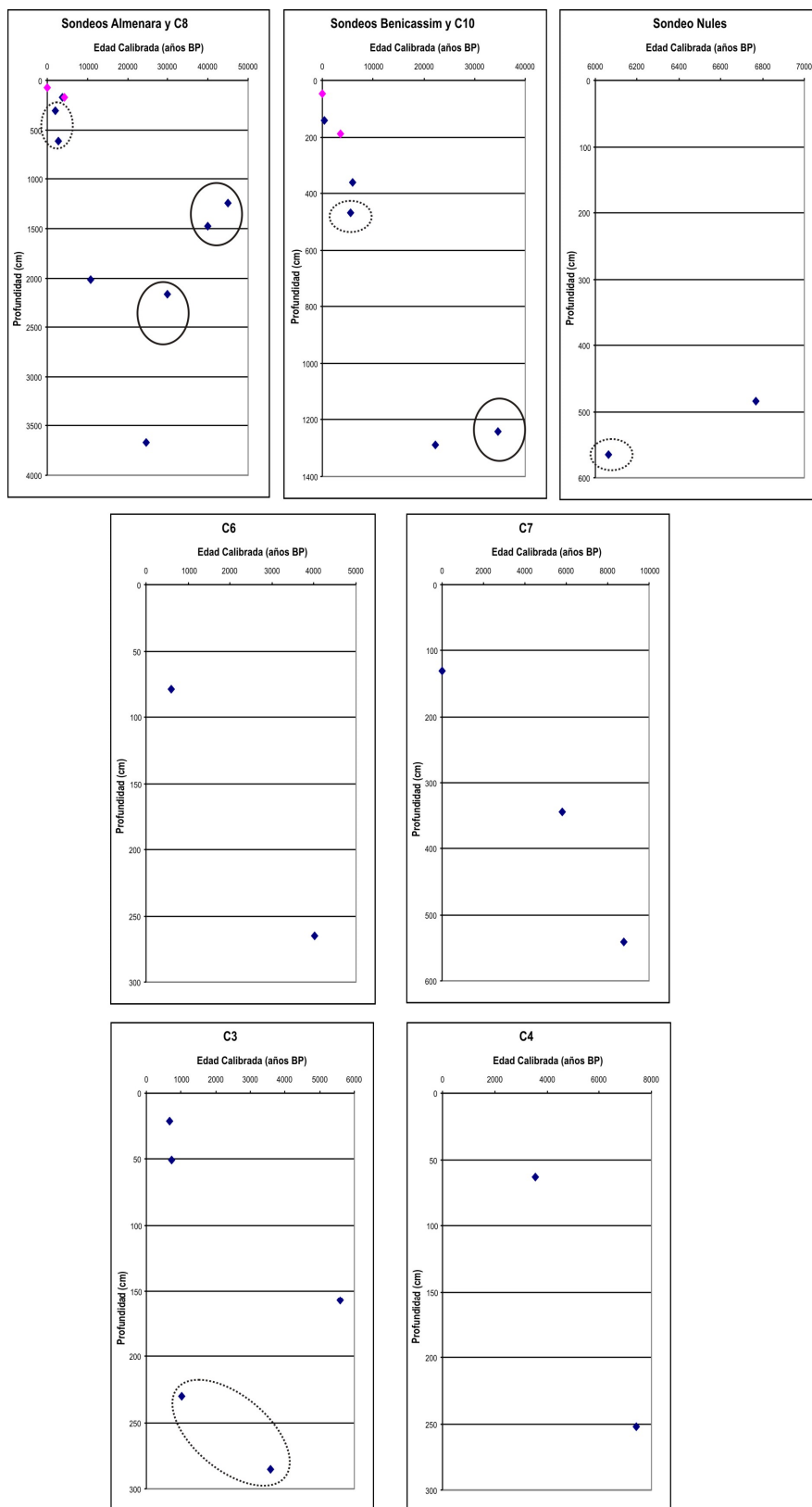


Figura 6.46.- Representación de las edades en función de la profundidad. El círculo de trazo continuo indica edades más antiguas entre muestras con edades correlativas entre sí, más modernas y el círculo con trazo discontinuo indica edades más jóvenes entre edades más antiguas.

6.2.1.1. Modelo de edad

El modelo de edad tiene como objetivo evaluar la escala temporal del registro sedimentario, de forma que se puedan ordenar en el tiempo los distintos procesos. Pero los abundantes cambios de facies, unidos a las dataciones erróneas han impedido conocer las tasas de sedimentación de cada uno de los niveles estratigráficos (como proponen Björck y Wohlfarth, 2001), aunque si se ha podido calcular las tasas de sedimentación para determinados intervalos estratigráficos en algunos ambientes.

La tasa media de sedimentación (mm/año) se ha calculado entre pares de edades calibradas, teniendo en cuenta que no exista entre ellas un posible hiato sedimentario. De este modo, una vez eliminadas las dataciones con posibles errores, la pendiente de la curva entre las dataciones indica la tasa promedio de sedimentación para dicho intervalo (Fig.6.47).

En los sondeos de Benicasim y Almenara se han datado depósitos desde el final del Pleistoceno hasta la actualidad, pero la presencia de un paleosuelo en el límite entre los depósitos pleistocenos y holocenos sugiere que hay un hiato o laguna estratigráfica, por lo que no se ha calculado la tasa de sedimentación entre las dos dataciones que lo acotan. (Fig. 6.47.). El análisis conjunto de estos sondeos permite interpretar que este hiato sedimentario se produjo entre los 22.441 años Cal BP y 10.832 años Cal BP, pero ha sido imposible precisar más, a causa de los errores detectados en las muestras tomadas inmediatamente por encima y por debajo del límite.

La mayoría de las tasas de sedimentación se han calculado en los sedimentos lacustres, ya la sedimentación, sin grandes entradas de detríticos y sin evidentes hiatos sedimentarios, permite asumir una velocidad de depósito muy constante. La tasa de sedimentación en los depósitos lacustres de los sondeos de Almenara, Benicasim, Nules, C3, C7 y C10 están en torno a 0,5 mm/año, durante el periodo inicial de formación del ambiente hasta aproximadamente los 5.000 años: a partir de entonces, las tasas de sedimentación desciende a alrededor de los 0,2 mm/año. Esta tasa puede variar a techo de los sondeos a causa de la entrada de aportes detríticos aluviales y en esos casos puede aumentar por encima de los 2 mm, dependiendo de la situación relativa del sondeo respecto a los sistemas aluviales. Según diferentes autores (Allen, 1990, 2000; Orson *et al.*, 1998; Van Wijnen y Bakker, 2001; Temmerman *et al.*, 2003; Lario *et al.*, 2002) el crecimiento de los marjales con influencia marina depende de la velocidad de ascenso del nivel del mar. De esta manera, la tasa de sedimentación de los humedales puede indicar la velocidad media de ascenso del nivel del mar, aunque resulta necesario sopesar el tipo de vegetación, compactación y los posibles hiatos por las frecuentes oscilaciones del nivel del mar.

Las tasas de sedimentación calculadas para los depósitos litorales detríticos son algo más elevadas que las determinadas para los sedimentos lacustres. Pero, según la situación espacio-temporal, incluso en las mismas litologías pueden darse distintas tasas debido a la diferencia en la creación de espacio de acomodación. Así, en el caso del sondeo de Almenara se reconoce una tasa de sedimentación, para todo el conjunto detrítico inferior, en torno a 2,5 mm/año, pero en el periodo más recientes como es la C6, o la parte superior del mismo sondeo de Almenara, las tasas no sobrepasan los 0,55 y 0,3 mm/año, respectivamente.

Podemos concluir que, al igual que en otras áreas de la Península Ibérica (Somoza *et al.*, 1998; Dabrio *et al.*, 2000; Lario *et al.*, 2002, Zazo *et al.*, 2008), se obtienen mayores tasas de sedimentación en la parte inferior del Holoceno mientras que a partir de los 6000 – 5000 años las tasas de sedimentación son mucho más bajas.

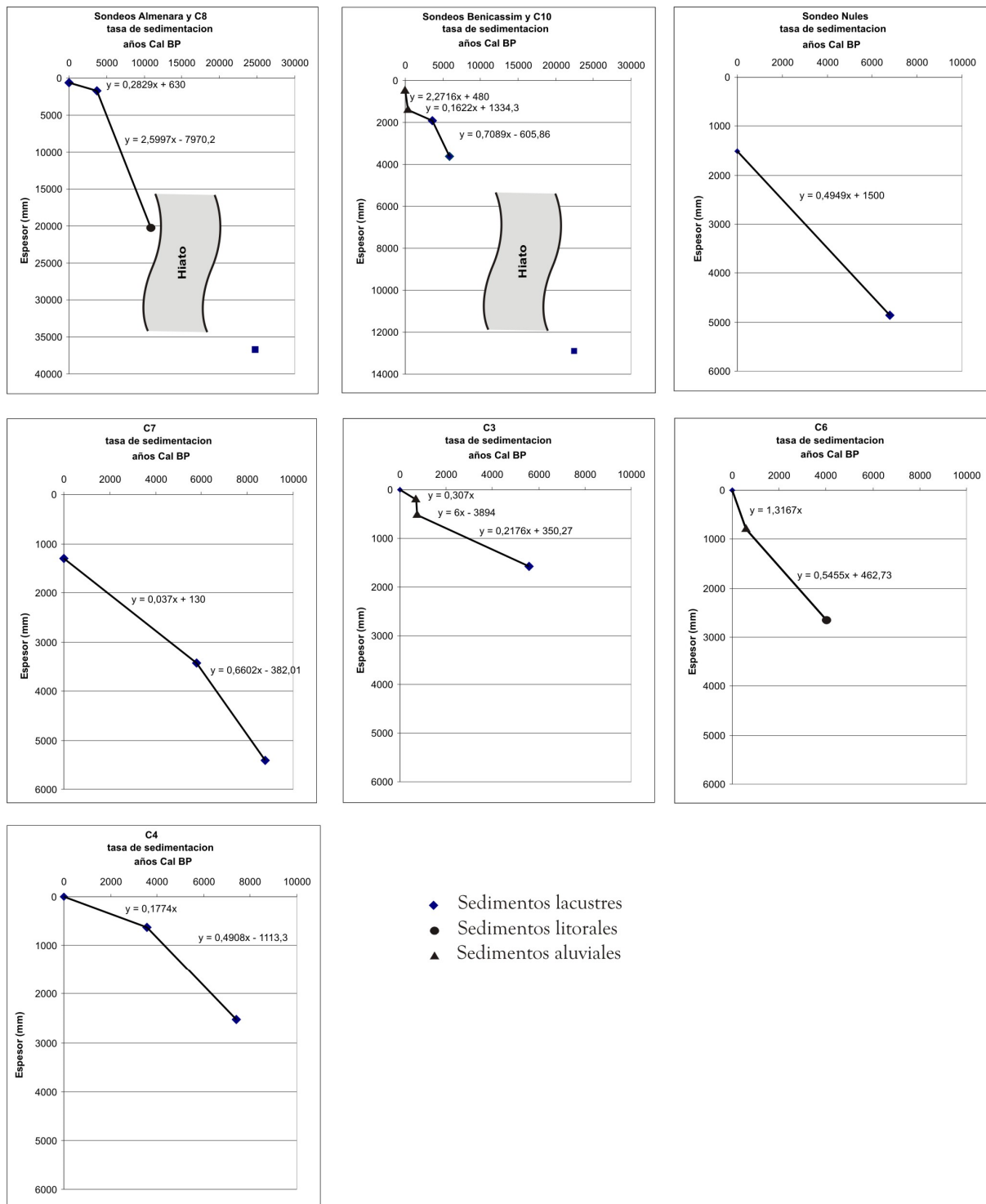


Figura 6.47.- Tasas de sedimentación de los sondeos, indicada por la pendiente de las curvas. Solo se ha calculado usando dataciones entre las que no se hayan detectado superficies erosivas o lagunas estratigráficas.

6.2.2. Edades de luminiscencia estimulada ópticamente (OSL)

Se han recolectado cinco muestras, dos de ellas en el abanico aluvial del río Veo (Nules-1 y Nules-2), dos en el abanico aluvial del río Mijares (Castellón-1 y Mijares-1) y la última en la llanura fluvial del río Mijares (Mijares-2), sobre pequeños escarpes de excavaciones superficiales (Fig. 6.48 y 6.49). En el caso de Mijares-1 y Mijares-2 están limitadas por una superficie erosiva (Fig. 6.50).

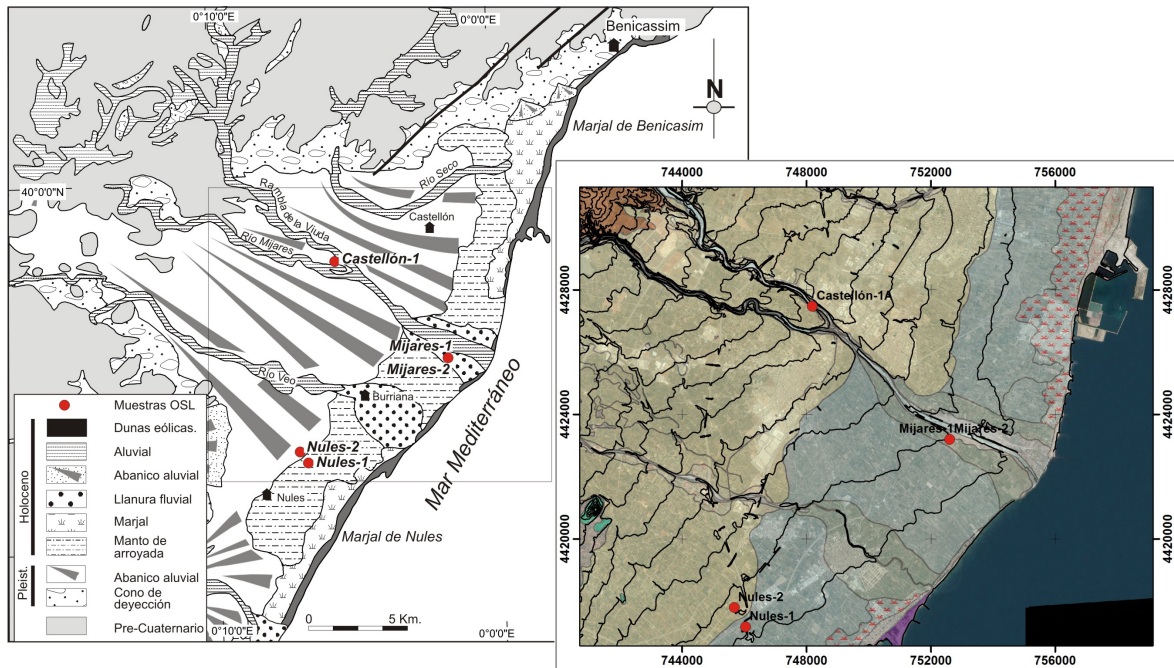


Figura 6.48.- Esquema geológico de la llanura costera de Castellón con la posición de las muestras. Ortofotografía área con la superposición de las curvas de nivel (equidistancia 10m) y geología.

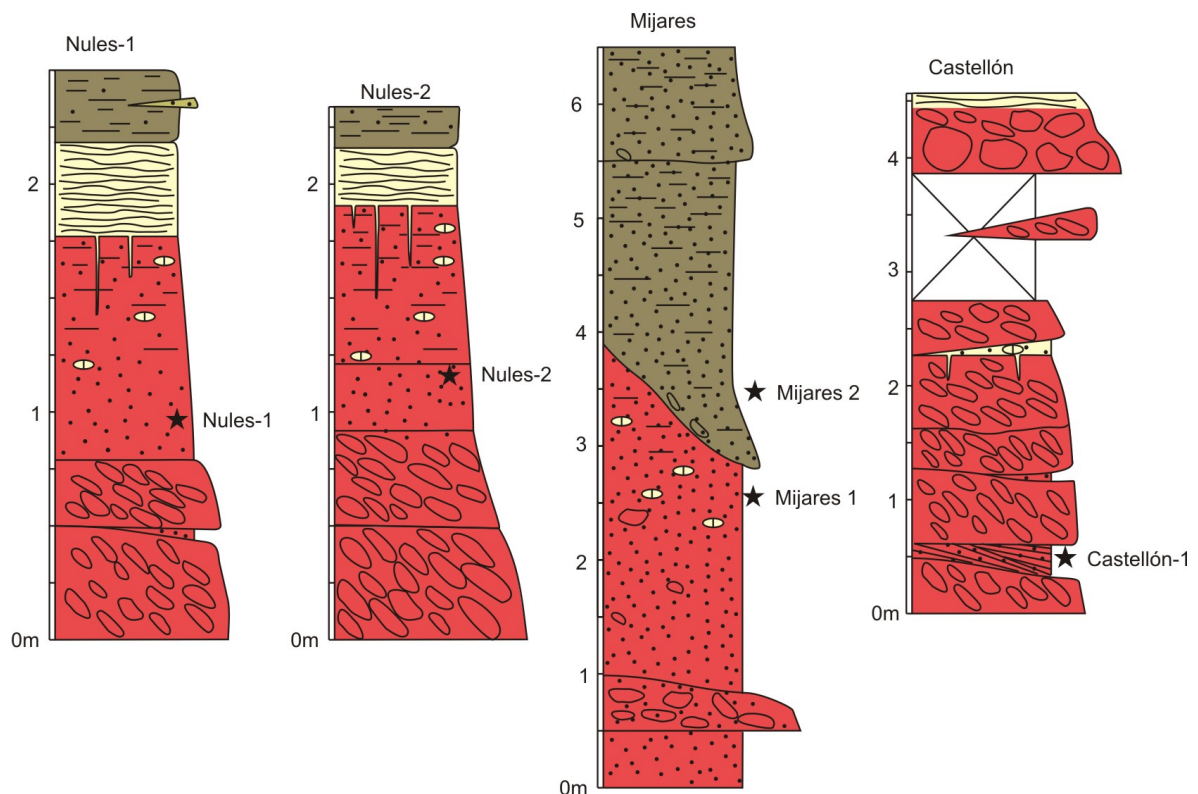


Figura 6.49.- Columnas estratigráficas donde se indica la posición de las muestras de OSL.



Figura 6.50.- Posición de las muestras en la gravera del río Mijares.

Las características de las medidas se pueden observar en la Tabla 6.3. Dos de las muestras (Castellón-1 y Nules-1) se encuentran afectadas por blanqueamiento parcial. Para evitar un problema de sobreestimación de la edad como consecuencia de la contribución de granos mal blanqueados, las medidas se han realizado sobre alícuotas pequeñas (~20 granos) y se ha aplicado un modelo de edad mínima, IEU (Internal-External Consistency Criteria, Thomsen *et al.*, 2007; Medialdea *et al.*, 2014) para la estimación de la dosis equivalente. Únicamente la muestra de Mijares 2 presenta una distribución normal, de forma, que para el cálculo de la dosis equivalente, se podría haber empleado una simple media ponderada pero para guardar coherencia con las otras dos muestras se ha preferido aplicar el mismo modelo de edad mínima (IEU).

Muestra	^{238}U (Bq/kg)	^{232}Th (Bq/kg)	^{40}K (Bq/kg)	Humedad (%)	Profundidad (m)	Tasa de dosis (Gy/ka)
Castellón-1	5,6±0,3	8,4±0,4	208±11	5±2	4	1,28±0,07
Nules-1	19,3±1,1	24,6±1,1	399±21	5±2	2	2,40±0,13
Nules-2	21,9±1,1	29,1±1,2	408±19	5±2	2	2,3±0,06
Mijares-1	18,3±0,9	25,5±1,0	244±11	5±2	5	1,6±0,1
Mijares-2	22,6±1,2	31,4±1,4	342±16	5±2	3	2,25±0,11

Tabla 6.3.- Concentración de radionucléidos medidos por espectrometría de masa; valores de humedad y profundidad de las muestras considerados para el cálculo de la tasa de dosis.

Las edades obtenidas se pueden ver en la Tabla 6.4.

Muestra	Dosis de enterramiento (Gy)	Edad (ka)
Castellón-1	126,3±10,7	98,8±10,1
Nules-1	124,0±12,6	51,6±6,0
Nules-2	126,0±10,6	54,4±4,8
Mijares-1	103,0±3,3	63,0±2,6
Mijares-2	27,9±1,8	12,4±1,0

Tabla 6.4.- Edades propuestas por el laboratorio del departamento de Geografía de la Universidad de Sheffield (UK). Edades basadas en el cálculo de la dosis equivalente usando el modelo de edad mínima IEU (Thomsen *et al.*, 2007; Medialdea *et al.*, 2014).

6.3. UNIDADES ALOESTRATIGRÁFICAS. LÍMITE ENTRE LAS UNIDADES ALOESTRATIGRÁFICAS.

La cartografía geológica junto con las características litoestratigráficas y las dataciones muestran que el relleno más reciente de las llanuras costeras se puede subdividir en dos unidades aloestratigráficas (*sensu* NASC, 1983), una Unidad Pleistocena y una Unidad Holocena, separadas por una discontinuidad estratigráfica clara, que describiremos a continuación, y que posteriormente, en el capítulo dedicado a la discusión, se integrará en el modelo deposicional, según los criterios de la

estratigrafía secuencial de Mitchum *et al.* (1977). Dabrio *et al.* (2000) denominaron una superficie equivalente en depósitos continentales de la Bahía de Cádiz, como un límite de secuencia tipo 1 de van Wagoner *et al.* (1988).

En la Unidad Pleistocena, el límite basal es una discordancia que separa los depósitos aluviales pleistocenos de los depósitos de las unidades del Mesozoico y Cenozoico (Simón *et al.*, 1983). El límite superior de la unidad lo constituye el límite que describiremos a continuación y que representa una laguna estratigráfica con vacío erosivo. La Unidad Holocena, superpuesta a la anterior, está limitada por esta última superficie y la superficie actual, que constituye un límite discontinuo según el Código Estratigráfico Norteamericano (NASCN, 1983).

La unidad inferior, de edad Pleistoceno superior, presenta unas características litológicas muy homogéneas para toda la cuenca, con pequeños cambios verticales y laterales. En general, se trata de un conjunto detrítico compuesto por arcillas y limos de tonos rojos con intercalaciones conglomeráticas. Estas intercalaciones son más abundantes hacia la zona occidental del área de estudio y en la parte superior de la sucesión de los sondeos de Mijares y Palancia, mientras en la parte oriental y en el resto de sondeos estos niveles conglomeráticos son menos frecuentes y predominan los limos y niveles carbonáticos pulverulentos que se interpretan como paleosuelos carbonáticos. La homogeneidad litológica de los limos rojos se ve reflejada en la uniformidad de los valores geofísicos obtenidos con el *multi-sensor core logger* (MSCL), (Anexo II). En general, los valores de densidad, resistividad y susceptibilidad magnética de los limos son altos y constantes, siendo más elevados y variables cuando existen intercalaciones arenosas.

La unidad superior, de edad Holoceno, tiene unas características sedimentológicas muy heterogéneas, con gran variedad de litologías, desde detríticas, como arenas, arcillas, limos y conglomerados, pasando por organógenas (turbas) hasta carbonáticas. Por ello, los valores de MSCL son más variables; así, los depósitos terrígenos presentan valores similares a la unidad inferior mientras los valores de susceptibilidad magnética, resistividad y densidad de los depósitos organógenos y carbonáticos son más bajos.

El límite entre ambas unidades corresponde a una superficie irregular con valles y altos (Fig. 6.51). Esta discontinuidad, según las dataciones radiométricas, representa una laguna estratigráfica con un lapso de tiempo mínimo entre los 22.441 a. Cal BP y los 12.400 a. Cal BP.

Los valles, rellenos por la Unidad Holocena, presentan dos tipos morfológicos. El primero observado en las proximidades de las desembocaduras de los ríos principales (Mijares y Palancia), presenta valles abruptos y alargados, encajados en los abanicos aluviales de la Unidad Pleistocena (Fig. 6.51), que han sido parcialmente erosionados por los ríos en su parte central. La segunda se reconoce en las zonas entre estos grandes ríos, donde no existe una red nítida de drenaje y los valles son anchos y suaves, siendo el mejor ejemplo el área de Almenara y Nules. En ambos tipos de valles los depocentros de la Unidad Holocena se encuentran entre los 13 y los 21 m respecto al nivel medio del mar actual.

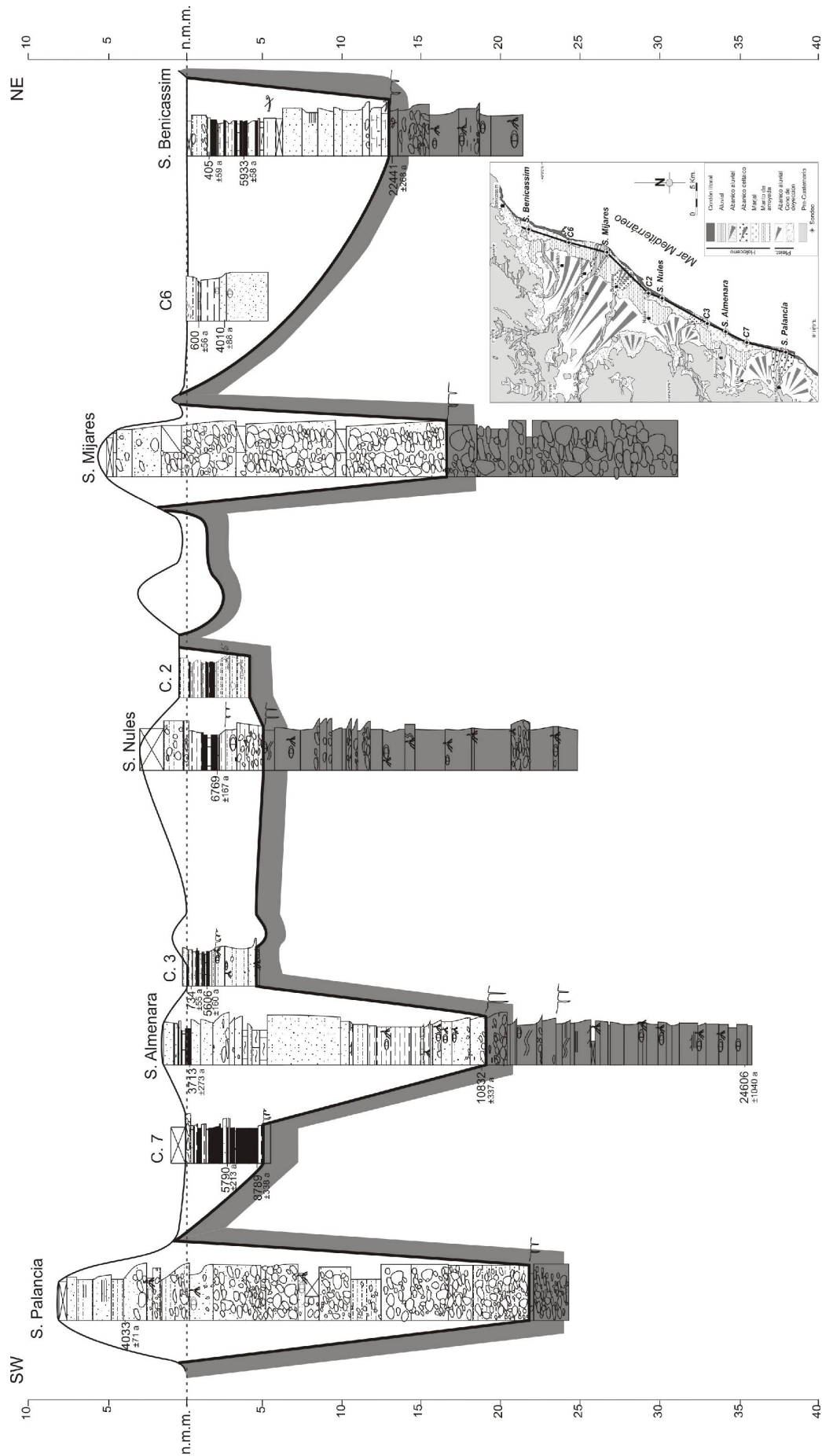


Figura. 6.51- Correlación del límite de los depósitos Pleistocenos y Holocenos y esquema geológico con la posición de los sondeos correlacionados. Las edades corresponden a edades calibradas.

Una particularidad de este límite es la presencia de un paleosuelo de origen freático desarrollado sobre los depósitos de la Unidad Pleistocena. En los sondeos de Almenara y Benicasim, este paleosuelo está bien conservado, mientras en los sondeos de Nules, C2 y C7 está poco desarrollado. En los sondeos Mijares y Palancia la mala recuperación de los materiales correspondientes al límite ha impedido reconocer procesos post-sedimentarios.

En el sondeo de Almenara, donde la recuperación del testigo ha sido más completa, el paleosuelo tiene una potencia aproximada de 2 m y presenta hidromorfias y nódulos de carbonato que, hacia la base de la secuencia muestra un incremento de los nódulos y, finalmente, una calcreta de la que sólo se ha podido recuperar unos 20 cm (Fig. 6.52). La formación de un paleosuelo freático se relaciona a mecanismos cementación intersticial y reemplazamiento de parte del sedimento por carbonato en acuíferos someros estables (Netterber, 1969). La precipitación del carbonato se produce justo sobre el nivel freático (Khalaf, 1990, Armenteros 1999) y se ve favorecida por la permeabilidad del material (Mediavilla, 2001; Nash y McLaren, 2003; Alonso y Wright, 2010), que en este caso es la base de un banco conglomerático.

En el sondeo de Benicasim, la potencia del paleosuelo es menor, en torno a 1m, con una calcreta de hasta 20 cm. En el resto de los sondeos, que tienen unas cotas muy semejantes (Fig. 6.51) el espesor del paleosuelo no supera 0,5 m y los moteados son menos intensos y sólo en algún caso hay una calcreta que solo tienen unos pocos centímetros de espesor.

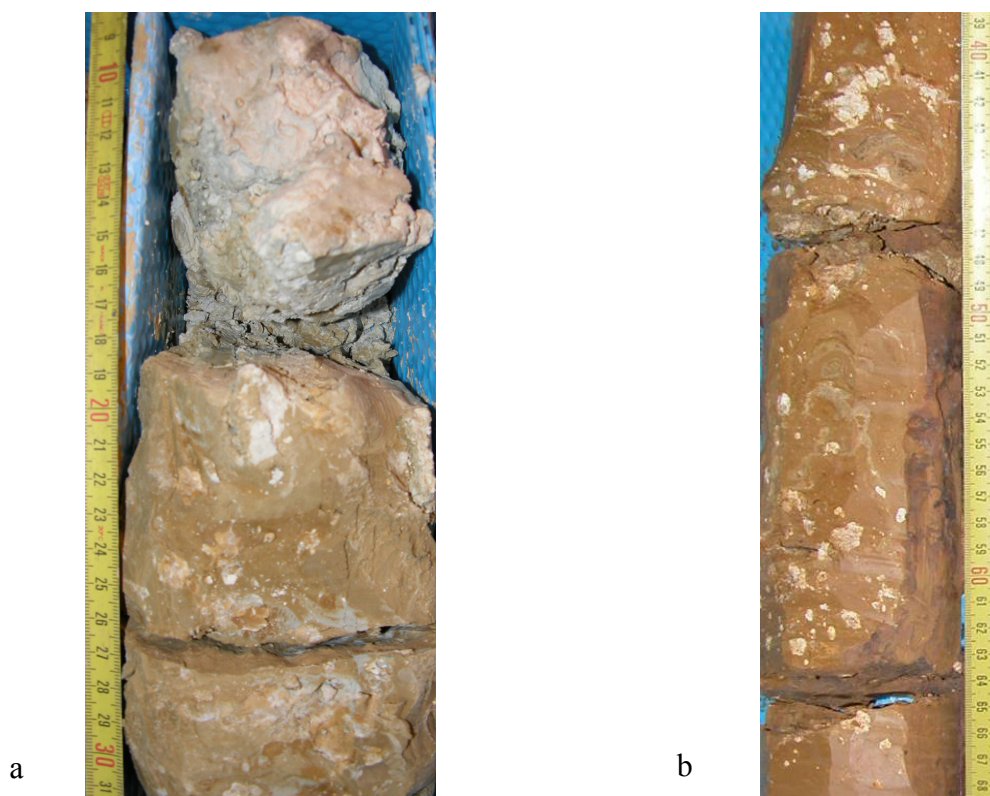


Figura. 6.52.- Aspecto de los paleosuelos de Almenara (a) y Nules (b) en los que se observa concentración de carbonato e hidromorfias (moteados grises y pardos).



CAPÍTULO 7. UNIDAD ALOESTRATIGRÁFICA PLEISTOCENA

CAPITULO 7. UNIDAD ALOESTRATIGRÁFICA PLEISTOCENA

El análisis de los depósitos que constituyen la sucesión estratigráfica de la zona de estudio, se inicia con la descripción e interpretación de las facies sedimentarias. Conviene por tanto enfatizar que en este trabajo se utiliza el término facies, según la definición de Selley (1970), como un cuerpo rocoso con características específicas, que se distingue de otros por su morfología, litología, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles. De acuerdo con esta definición una facies es la expresión de un proceso o mecanismo sedimentario (Vera, 1994; Dabrio y Hernando, 2003).

Las asociaciones de facies se caracterizan por la superposición de una o varias facies sedimentarias y sus rasgos postsedimentarios que se desarrollan en un determinado subambiente sedimentario. Sus rasgos postsedimentarios (nodulización, transformación de minerales, carbonatación, etc.) son el resultado de las transformaciones que sufre el sedimento en un estadio inmediatamente posterior al depósito (diagénesis sinsedimentaria) y pueden afectar a una o varias facies. Durante el desarrollo de alguno de estos rasgos postsedimentarios se puede estar produciendo sedimentación en otras áreas, por tanto, dichos rasgos reflejan un lapso de tiempo equivalente al registrado por los sedimentos y deben ser considerados en el análisis secuencial. En muchos casos la repetición de una misma facies sedimentaria constituye la asociación de facies, por ello la repetición en la vertical de dicha facies compone la secuencia elemental (Vera, 1994) y por tanto, los procesos sedimentarios que propician su desarrollo son los que definen el subambiente sedimentario en el que se genera. El análisis de las relaciones laterales y verticales de las asociaciones de facies determina el ambiente o medio sedimentario.

Dado que los depósitos pleistocenos constituyen la mayor parte del sustrato somero de las llanuras costeras de Sagunto y Castellón, las secciones estudiadas se encuentran en los valles encajados por la incisión fluvial o en los sondeos realizados.

7.1. FACIES

Las facies que se describen en este apartado son de litología siliclástica y se han establecido tomando como criterios diferenciadores el tamaño de grano y la estructura interna de los materiales. Para su denominación se ha adaptado el código de facies fluviales propuesto por Miall (1978).

Facies	Descripción	Interpretación
Gms	Brechas masiva matriz soportadas	Debris flow
Gmm	Brechas masiva grano soportadas	Debris flow
Gp	Conglomerados con estratificación cruzada planar	Migración de megaripples o barras de cresta recta
Gt	Conglomerados con estratificación cruzada en surco	Migración de megaripples o barras de cresta sinuosa
Gm	Conglomerados masivos	Agradación vertical de barras
Sp	Arenas con estratificación cruzada planar o tabular	Migración de megaripples o barras de cresta recta
Sm	Arenas masivas	Sedimentación por rápida deceleración de corrientes
Sh	Arenas con laminación horizontal	Sedimentación en lecho plano (régimen de flujo alto) o decantación (régimen de flujo bajo)
Fl	Limos masivos	Decantación o pérdida de la estructura por procesos postsedimentarios o por bioturbación
Fms	Arcillas	Decantación

Tabla 7.1.- Terminología adoptada en este capítulo para la descripción de facies (modificada de Miall, 1978).

7.1.1. Brechas masivas matriz soportadas (Gms)

Descripción:

Aflora hacia techo de la sucesión pleistocena y en áreas próximas a los relieves mesozoicos, relacionadas con facies gruesas (Gmm) y arenas masivas (Sm).

Está compuesta por cantos y bloques angulosos, subangulosos y subredondeados, mal seleccionados, matrizsoportados y muy cementados. Los clastos carbonáticos del Cretácico y Jurásico siempre presentan bordes angulosos y subangulosos (Fig.7.1), mientras que los correspondientes a areniscas rojas del Triásico pueden tener, en algunos casos, los bordes subredondeados (Fig 7.2). También se han reconocido clastos de esquistos, limolitas y cantos de un conglomerado anterior cementado de composición y características muy similares.

La matriz es arenosa y los cantos y bloques aparecen de forma desordenada, sin estructuras sedimentarias definidas (Fig. 7.1.). Localmente, la arena puede estar sustituida por cemento de naturaleza carbonatada, dando lugar a moteados blanquecinos de la matriz. El centil reconocido es un bloque de areniscas rojas Buntsandstein superior a los 60 cm (Fig 7.3).

A escala de afloramiento presenta una morfología tabular. En sección longitudinal las bases de los cuerpos sedimentarios buzan uno 5° en las zonas próximas al área fuente, si bien tienden a horizontalizarse con la distancia.



Figura 7.1.- Gravas angulosas de cantos de calizas cretácicas y limolitas con la matriz sustituida por cemento carbonático. Escala: Objetivo de la cámara (55 mm).



Figura 7.2.- Cantos y bloques de calizas angulosas y areniscas triásicas subredondeadas matriz soportadas. Escala: Cuaderno de campo (22 cm).



Figura 7.3.- Bloque de areniscas de facies Buntsandstein de 60 cm de diametro mayor. Escala funda de la camara (10 cm).

Interpretación:

Se interpretan como flujos en masa cercanos a las áreas fuentes. Miall (1978 y 1985) describen depósitos similares como de *debris flow* (Gms) no cohesivos. Estos depósitos se generaron por el movimiento de un material clástico grueso no consolidado contenido en una matriz arenosa, o de clastos de pequeños tamaño, que se desplazó de forma brusca a favor de la pendiente cuando se empaparon en agua (Allen, 1974; Blair y McPherson, 1994). La naturaleza de los cantos estaría determinada por el área fuente y no por los depósitos que atraviesa, ya que estos flujos tienden a adaptarse a los relieves que atraviesan sin erosionarlos y no recorren grandes distancias, no más de unos cientos de metros.

La fábrica matriz soportada sugiere un flujo denso, pero los clastos mayores separados de la discontinuidad basal indican la existencia de algún episodio turbulento y de corta duración. Corresponde a un flujo masivo de alta densidad y baja viscosidad que acarrea clastos rodados, probablemente de segunda generación. Además, la presencia de cantos subredondeados triásicos y de conglomerados nos hace suponer, que en algunos casos, se retrabajan depósitos anteriores del mismo sistema deposicional.

7.1.2. Brechas masivas grano soportadas (Gmm)

Descripción:

Se ha identificado tanto en los bordes de las llanuras costeras, relacionadas con las facies Gms, como en diversos cortes aislados a lo largo de dichas llanuras, relacionadas, en este caso, con facies de arenas y limos.

Está constituida por cantos y bloques subangulosos y subredondeados, generalmente grano soportados. La selección de los clastos es mala, variando los tamaños desde 5 hasta 60 cm en su eje mayor, con centil superior a los 90 cm, y corresponden a calizas mesozoicas y areniscas triásicas (Fig. 7.4). El tamaño de clastos y bloques tiende a decrecer según nos alejamos de las áreas fuentes, situadas en la zona occidental del área de estudio.

La matriz, aunque escasa, tiende a aumentar hacia la parte superior del depósito y su composición, como reflejan los análisis de difracción de rayos-X, corresponde fundamentalmente arcillosa y/o limo-arcillosa. Además aparece cementada por carbonato (Tabla 7.2).

En afloramiento, aparecen en bancos entre 30 y 80 cm, con base plana y neta, que presentan una tendencia granodecreciente. En algún caso, se han reconocido bases suavemente canalizadas con una incipiente imbricación de cantos y estratificación paralela hacia techo (Fig. 7.4.). En las áreas orientales pueden llegar a constituir niveles tabulares de extensión variable, desde un par de metros hasta decenas.

En el sondeo de Nules, el tamaño de los cantos es menor y varía desde pocos centímetros a superar el diámetro del sondeo (> 10 cm), (Fig. 7.5).

Sondeo	Profundidad (m)	Minerales				
		50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Nules	11,75	Cal		Filo (Ill, Clo, Cao) Qtz	Dol	FtoK y Py
Nules	11,30		Cal, Filo (Ill, Clo, Cao)		Qtz	Dol, FtoK y Py

Tabla 7.2.- Mineralogía de la matriz de la facies de brechas masivas grano soportadas. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespato potásico, Cal-calcita, Dol-dolomita, Py-pirita, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita y Clo-clorita.

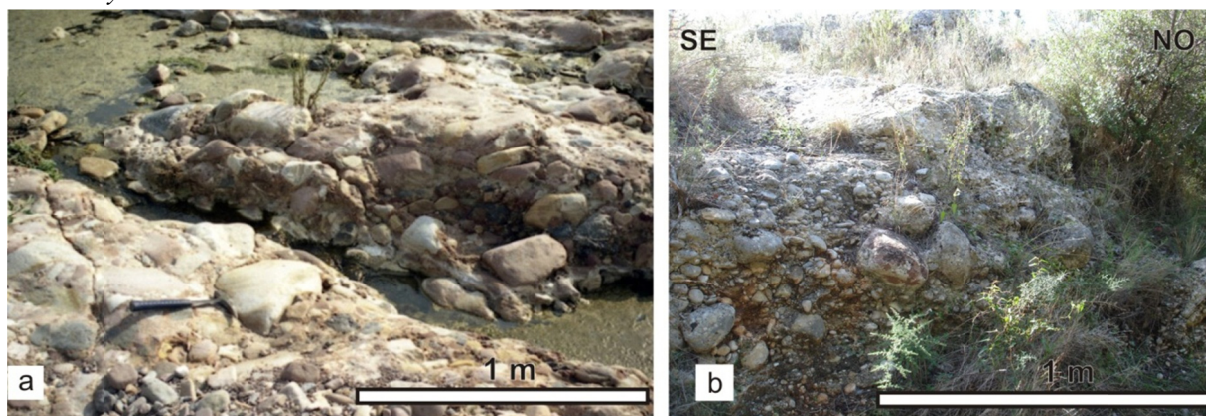


Figura 7.4.- Brecha de bloques subredondeados a subangulosos grano soportados fundamentalmente de calizas y areniscas. a) Rambla junto al río Belcaire cerca de La Vall d'Uixó, b) Rambla de la Viuda junto al polígono industrial de La Rambla.



Figura 7.5.- Sondeo de Nules entre los metros 10,30 y 12,00. Gravas y cantos con matriz limosa que hacia la parte superior es muy abundante. El tamaño de los cantos varía entre 1cm y superiores a 10 cm. Base arriba a la izquierda.

Interpretación:

Según la nomenclatura revisada de Miall (1978) se trata de las facies Gmm (Postma, 1990; Miall, 1996). Los depósitos de brechas grano soportadas se originan por flujos de masa, *debris flows* cohesivos o avenidas turbulentas, donde las presiones originadas por los impactos de los propios clastos entre sí, que elevan la flotabilidad del flujo (Lowe, 1982). Estos depósitos se generan habitualmente durante episodios breves de precipitaciones intensas/torrenciales en climas semiáridos o monzónicos (Nemec y Steel, 1984). La repetición de eventos con diferentes energías genera gradaciones o estructuras internas, pudiendo el material depositado ser retrabajado por flujos de mayor energía y alcanzar zonas alejadas.

La presencia de gran cantidad de arcilla dentro de la matriz, indica que el flujo pierde toda la capacidad de transporte instantáneamente, ya que no hay evidencia de selección del material en base a su tamaño.

7.1.3. Conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp)Descripción:

Se localizan en los escarpes de valles o cañones de los ríos principales, Mijares, Palancia y Rambla de la Viuda, pero también en las canteras y pequeños cortes de las partes bajas de ambas Planas. En el primer caso, se asocian con las facies de conglomerados masivos (Gm) y conglomerados con estratificación cruzada en surco (Gt), y en el segundo caso, con facies finas de limos (Fl) y arenas masivas (Sm).

Se trata de conglomerados grano soportados constituidos principalmente por cantos redondeados de calizas, areniscas amarillas y areniscas rojas, estos últimos, mucho más abundantes en la zona sur (Plana de Sagunto). Normalmente, aparecen muy cementados, con tendencia granodecreciente y estratificación cruzada planar (Figs. 7.6, 7.7 y 7.8). Los tamaños de clastos oscilan entre 2 y 10 cm de diámetro mayor, con una buena selección, superando el céntil los 30 cm. Es frecuente observar imbricación de cantos en la base, donde se encuentran los cantos de mayor tamaño. La matriz, arenosa, es muy escasa y puede estar cementada por carbonato. En algunos puntos, pueden aparecer arenas gruesas con estratificación cruzada planar intercalada entre los conglomerados.

Forman cuerpos tabulares, generalmente de bases y techos planos y horizontales, con espesores en torno a 1 o 3 m y extensión de decenas de metros, aunque de localmente, cuando aparecen sobre limos rojos, las bases son erosivas y cóncavas.

A lo largo del área de estudio se observado una cierta gradación de tamaños de los clastos de Oeste a Este, disminuyendo el tamaño medio hacia las zonas orientales.



Figura 7.6.- Conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp). Las estructuras señalan la dirección de la corriente hacia el E (derecha de la fotografía). Afloramiento en el cauce del río Veo (o Seco de Bechi) a su paso por la Alquería del Niño Perdido.



Figura 7.7.- Afloramiento en el que se observa una base erosiva sobre la que se han depositado entre 20 y 40 cm de brechas grano soportadas con cantos entre 5 y 10 cm que, en la vertical, pasan a un conjunto con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Carretera de entrada a la urbanización Fuente de la Reina (Benicasim).



Figura 7.8.- Conglomerados con estratificación cruzada planar (Gp). Rambla de la Viuda junto al polígono industrial de La Rambla.

Interpretación:

La facies de conglomerados con estratificación cruzada planar se interpretan como formas del lecho de cresta recta que forman parte del relleno de canales aluviales (Miall 1978, 1984, 1985, 1992). En 1978 Miall denominó estas facies como Gp.

La estratificación cruzada planar se origina por un flujo unidireccional en el que los cantos, tras sobrepasar una barra u otro obstáculo, se depositan debido a que el aumento de la sección del canal produce una disminución de la velocidad y, por tanto, de la competencia de flujo.

La diferencia entre una disposición angular o tangencial en la base de los *foresets* depende de la velocidad del flujo. Así, durante los periodos de mayor energía se origina un fuerte remolino en la parte de aguas abajo de la barra y éste da lugar a la separación del flujo, desarrollándose láminas tangenciales, por el contrario, cuando el flujo es más bajo la energía del remolino es menor, no se produce la separación del flujo y los sedimentos se distribuyen según un patrón angular.

7.1.4. Conglomerados con estratificación cruzada de surco (Gt)Descripción:

Facies muy abundante sobre todo en la parte occidental del área de estudio, visibles en los cauces encajados de los ríos principales, normalmente asociada con las facies de conglomerados masivos (Gm) y, en menor medida, con los conglomerados con estratificación cruzada plana (Gp) y arenas masivas (Sm). Conglomerados grano soportados granodecreciente con matriz arenosa y estratificación cruzada de surco de gran escala, ocasionalmente matriz soportados y abundante cemento carbonático. Los clastos están constituidos por cantos redondeados de calizas y areniscas rojas y, puntualmente, además cantos de areniscas amarillas. Dependiendo de la localidad el tamaño de clastos oscila entre 2 y 10 cm de diámetro mayor, con una buena selección e imbricación de cantos a base.

Los *sets* presentan espesores que van desde pocos centímetros hasta varios decímetros. En sección longitudinal son paralelos entre sí, con buzamiento corriente abajo y contacto basal de tipo tangencial asintótico (Figs. 7.9 y 7.10). En sección transversal, el conjunto de *sets* puede parecer que señala direcciones contrarias (Fig. 7.9). Conjunto con base erosiva y ligeramente cóncava y el techo plano. Normalmente el conjunto de sets constituyen paquetes con espesores de 1 hasta más de 4 metros, y extensión lateral a decenas a cientos de metros (Figs. 7.9 y 7.10).

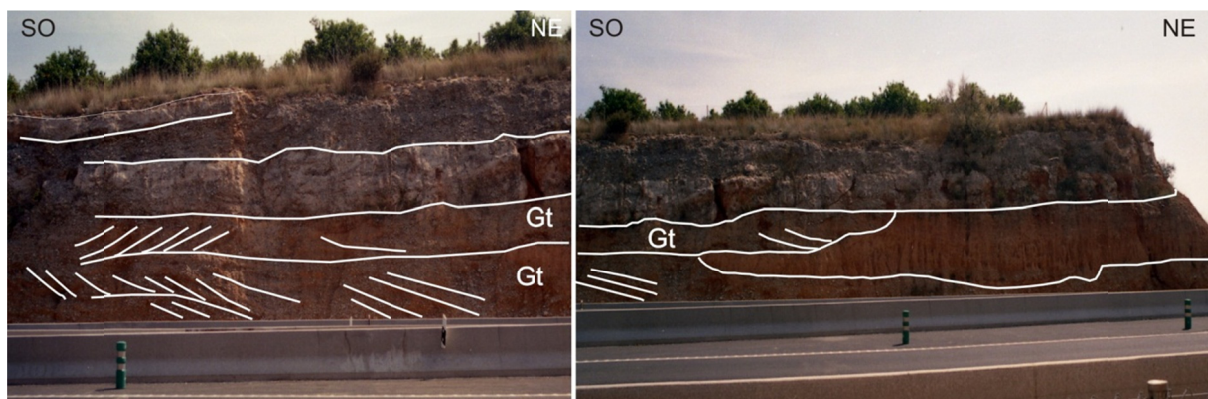


Figura 7.9.- Sección transversal de gravas con estratificación cruzada de surco (Gt) relleno de un canal encajado en limos rojos. Afloramiento de la AP-7 junto al puente que atraviesa la Rambla de la Viuda.



Figura 7.10.- Conglomerado con estratificación cruzada de surco (Gt). Río Mijares, en las proximidades del puente de la autovía CV-10.

Interpretación:

Se interpretan como la migración aguas debajo de las caras de avalancha situadas a lo largo de los márgenes de barras de frente sinuoso (Allen, 1982; Harms *et al.*, 1975, 1982; Miall, 1977, 1978, 1984, 1996). La simetría y la escala de la estratificación determinan si se trata de un relleno axial del cauce o a partir de uno de sus márgenes (Bluck, 1964; Mediavilla, 2001; Bridge, 2003), es decir, si corresponde a barras laterales o longitudinales. Las estructuras de mayor tamaño y con una única orientación de los *foreset* son barras laterales, mientras de menor tamaño y con dos orientaciones de las capas es la migración de *megaripples* de cresta sinuosa o media luna. El desarrollo de estas formas implica la existencia de un régimen de flujo de alta velocidad capaz de mover por rodamiento un lecho de gravas.

7.1.5. Conglomerados masivos o con estratificación horizontal difusa (Gm)

Descripción:

Constituyen, junto a las facies Gt, la mayor parte de los depósitos que se observan en las paredes de los valles encajados de los ríos Mijares, Palancia, Veo, Rambla de la Viuda, Seco y Belcaire. Se trata de gravas grano soportadas, compuestas principalmente por cantos redondeados de calizas y, en menor proporción, cantos subredondeados de calizas, areniscas rojas triásicas (Facies del Buntsandstein), cuarcitas, limolitas amarillas y otras areniscas (Fig. 7.11). La matriz es más abundante que en las facies conglomeráticas con estratificación cruzada (Gp) y corresponde a una arena gruesa, que, al igual que las demás facies conglomeráticas descritas anteriormente, puede haber sido sustituida por cemento carbonático. Los cantos tienen un diámetro entre 7 y 15 cm, aparecen bien seleccionados y con tendencia granodecreciente. El centil puede llegar a los 40 cm en la zona del río Seco de Castellón y las zonas altas del Río Palancia. Se puede observar imbricación de cantos en la base y estratificación planar, que en muchos casos se presenta muy difuminada (Fig. 7.12).

En afloramiento constituyen cuerpos tabulares con bases y techos planos y paralelos, de potencia en torno a 1 o 1,5 m y extensión lateral de decenas a un centenar de metros (Fig 7.13),

aunque de manera ocasional se han reconocido cuerpos aislados con base cóncava y techo plano (Fig. 7.12).

A lo largo de las hoces del río Mijares en la parte alta de la llanura de Castellón se observa un cambio gradual del tamaño, selección y redondez de cantos y bloques. También se produce un cambio textural, pasando de conglomerado polimíctico a monomíctico, constituido exclusivamente por cantos de calizas mesozoicas.

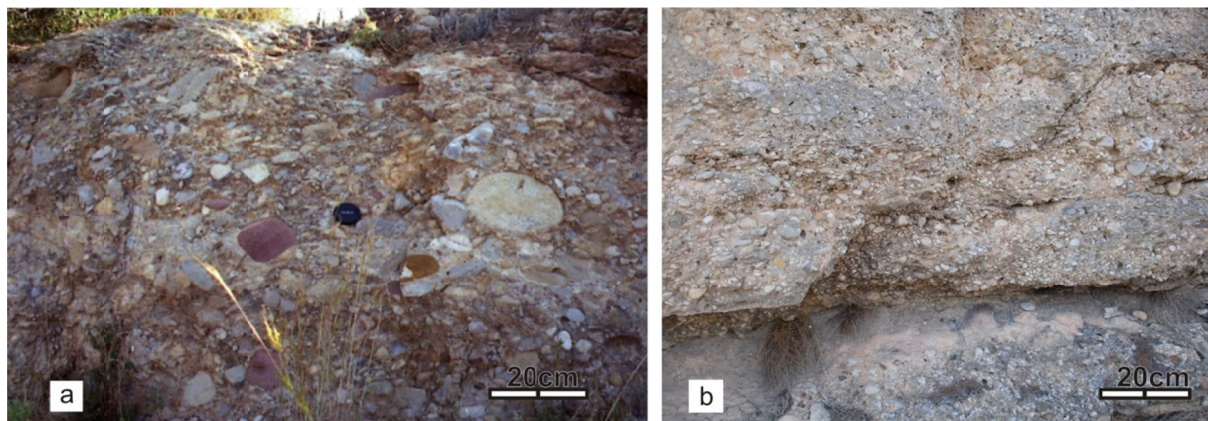


Figura 7.11.- Gravas granosoportadas y granodecrecientes constituidas principalmente por cantos redondeados de calizas y areniscas. El tamaño medio varía desde 5-20 cm en la zona oriental (Fotografía a; al Sur de Sijar de Baix en el río Mijares) y entre 5-10 cm (Fotografía b; proximidades de la desembocadura de la Rambla de la Viuda).



Figura 7.12.- Conglomerado con estratificación horizontal en sección transversal a la dirección de la corriente. El flujo hacia el observador. Barranco del camino de Onda.

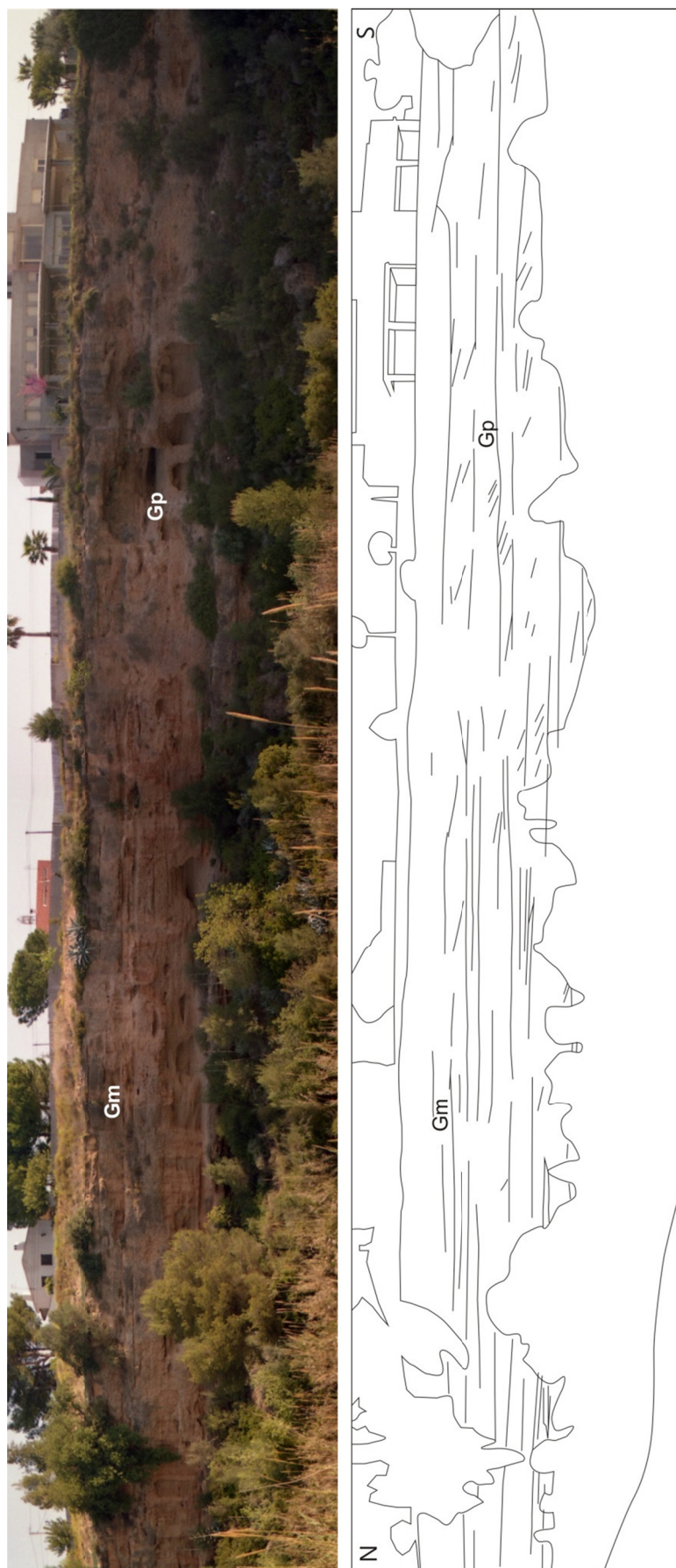


Figura 7.13.- Bancos tabulares de gravas masivas y gravas con estratificación cruzada planar en las proximidades de la Ermita de la Virgen de Gracia (Villarreal).

La matriz está compuesta por arenas cuarcíticas con trazas de feldespatos (Tabla 7.3). La fracción arcillosa es escasa y está constituida mayoritariamente por illita y caolinita. Gran parte de la matriz arenosa ha sido cementada por carbonato.

Sondeo	Profundidad (m)	Minerales			
		>70%	40-30%	20-10%	<10%
Almenara	23,70	Cal		Qtz	Filo (Ill, Cao), FtoK, Plag, Dol
Almenara	21,30	Cal		Qtz	FtoK, Dol
Benicasim	14,90		Qtz, Cal	Filo (Ill, Cao, Ver)	Plag, FtoK, Hem, Dol

Tabla 7.3.- Mineralogía de la matriz de la facies de conglomerados masivos o con estratificación horizontal difusa. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespato potásico, Cal-calcita, Dol-dolomita, Hem-hematites, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita y Ver-vermiculita.

Se ha muestreado sobre la fracción menor de 2 mm de estos materiales, recuperados en el sondeo de Almenara, para realizar un análisis geoquímico.

El resultado del análisis geoquímico parece confirmar el resultado obtenido mediante difracción de rayos X, así, la sílice y el carbonato son los compuestos mayoritarios, aunque los valores medios de todo el conjunto de muestras indican que la proporción de sílice es mayor que la de calcio (Tabla 7.4). La relación entre los tres compuestos mayoritarios (SiO_2 , Al_2O_3 y CaO) y los valores altos de la relación Si/Al reflejan la escasez de arcillas y la sedimentación predominantemente detrítica (Tabla 7.4).

	CaO (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Si/Al	S (%)	N (%)	M.O.	C/N
μ	29,10	40,91	2,78	19,38	0,06	0,09	1,68	12,52
Almenara σ^2	10,28	33,73	1,92	87,88	0,00	0,00	0,07	18,27
σ	3,21	5,81	1,38	9,37	0,01	0,04	0,26	4,27

Tabla 7.4.- Valores de calcio, sílice y aluminio, expresados como óxidos; porcentaje de azufre y nitrógeno; valor en materia orgánica (M.O.) y relaciones de carbono orgánico y nitrógeno, y entre silicio y aluminio de las muestras de la matriz de los depósitos conglomeráticos de los sondeos de Almenara y Benicasim. Donde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

Los valores de materia orgánica, N y S son bajos, y presentan, según la varianza y la relación con otros elementos químicos, valores muy homogéneos.

Interpretación:

La formación de estos depósitos se atribuye a la agradación de barras longitudinales o a depósitos de lecho (Miall, 1978; Rust 1978; Cant y Walker, 1978). El tamaño de los clastos y la proporción de matriz apuntan a que estos materiales fueron transportados como mantos tractivos sobre el fondo del canal con alto régimen de flujo. La reducción brusca de la energía de la corriente provocó la sedimentación del material que transportaba, acumulando gravas y arenas conjuntamente. Los límites de las capas señalan cambios en la capacidad de transporte de la corriente.

La baja proporción de arcillas en la matriz parece indicar que los bruscos descensos del flujo no eran tan intensos como para decantar los tamaños más finos, sino que se mantenía una corriente lo suficientemente intensa como para mantener los limos y las arcillas en suspensión. De la misma manera se puede explicar el bajo contenido de restos orgánicos, ya que las partículas orgánicas continuaban siendo transportadas y no se depositan.

Según la relación C/N (Meyers e Ishiwatari, 1993, 1995; Meyers y Teranes, 2001; Meyer, 1997, 2003) en el depósito hay mezcla de plantas terrestres vasculares, posiblemente arrastradas de los márgenes en épocas de gran energía, y vegetación acuática que se pudo desarrollar en el propio canal.

7.1.6. Arenas con estratificación cruzada planar (Sp)

Descripción:

Es una facies poco frecuente que, normalmente, se encuentra relacionada con las facies de conglomerados con estratificación cruzada (Gp y Gt). Son arenas con tamaño de grano medio, muy bien seleccionadas y escasa matriz limo-arcillosa, con estratificación cruzada planar de pequeña escala (Fig. 7.14). Su naturaleza es fundamentalmente cuarcítica, pero también hay feldespatos, micas y clastos dispersos de calizas mesozoicas de 2 mm a 3 mm de diámetro.

En sección perpendicular al flujo, cada *set* de estratificación cruzada de pequeña escala está limitada por superficies planas y subparalelas (Fig. 7.14a). En cambio, en sección paralela al flujo las láminas buzan entre 10 y 20° y muestran una disposición angular hacia la base y el techo del *set* (Fig. 7.14b). El espesor de las láminas varía entre unos milímetros a unos pocos centímetros.

En conjunto constituyen *sets* de gran escala, con forma sigmoidal, extensión de 1 a 3 m y diferencia de cota entre la base y el techo de 0.3 a 1 m, pero no constituyen conjuntos de gran espesor, no superando los 50 cm. En sección transversal al flujo, los *sets* son horizontales, o subhorizontales, y forman ángulos prácticamente paralelos con las superficies que los limitan.

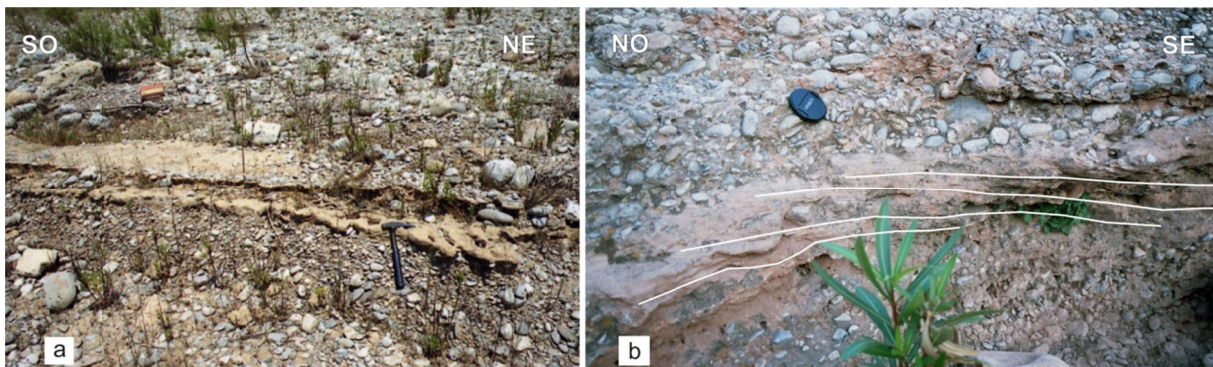


Figura 7.14.- Arenas con estratificación cruzada planar (Sp). a) Sección perpendicular al flujo, Rambla de la Viuda; b) Sección paralela al flujo, río Veo (o Seco de Bechi) en las proximidades de La Alquería del Niño Perdido.

Interpretación:

Facies similares han sido descritas como migración de formas de lecho de cresta relativamente recta (Miall, 1977, 1978, 1981; Cant y Walker, 1978; Bridge 2003). Estos *megaripples* de cresta recta se desarrollarían en un régimen de flujo medio a bajo (Harms *et al.*, 1975), en contraste con los *megaripples* de facies conglomeráticas descritos anteriormente que lo hacían en un flujo alto. En este caso, aparecen fundamentalmente asociadas a las caras de avalancha (*foresets*) de los *megaripples* o barras conglomeráticas, lo que parece indicar una disminución del régimen de flujo.

7.1.7. Arenas masivas (Sm)

Descripción:

Es una facies frecuente en toda el área de estudio y normalmente asociada a las facies de limos (Fl) y gravas (Gt, Gp y Gmm). Se trata de arenas medias-finas a muy finas de tonos rojos y pardos con abundante matriz limo-arcillosa (Tabla 7.5). No se ha distinguido estructura interna y muestra granoselección positiva por lo que los límites con las facies más finas es difícil de distinguir (Fig. 7.15). Cuando se apoya sobre facies de gravas presenta una base irregular (Figs. 7.16 y 7.17), mientras que si lo hace sobre facies más finas la base normalmente es plana y horizontal. Normalmente son deleznales, pero es frecuente que presenten concreciones de carbonato que las hace más resistentes, pudiendo incluso llegar a estar completamente cementadas por carbonato.



Figura 7.15.- Arenas masivas con intercalaciones de gravas. Barranco del camino de Onda.

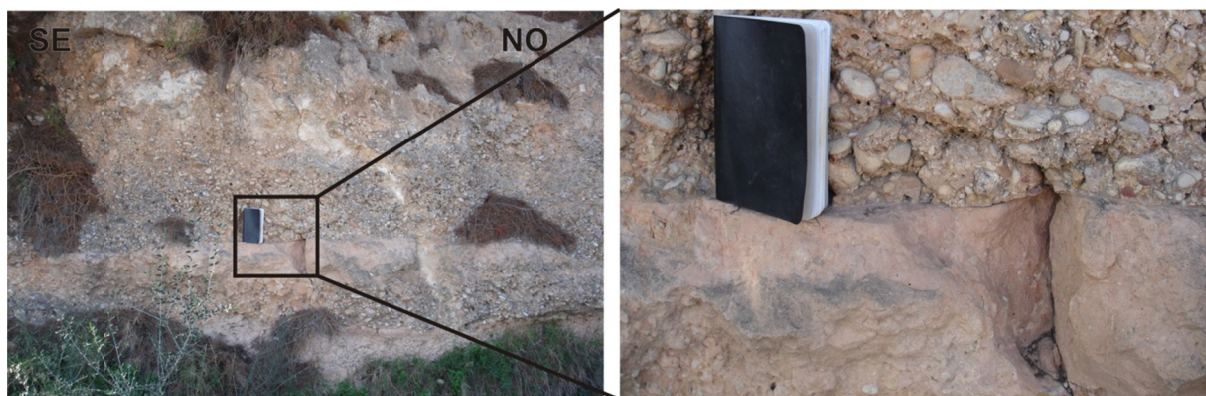


Figura 7.16.- Arenas masivas entre niveles de conglomerados con estratificación cruzada. Rambla de la Viuda próximo a la desembocadura en el río Mijares.

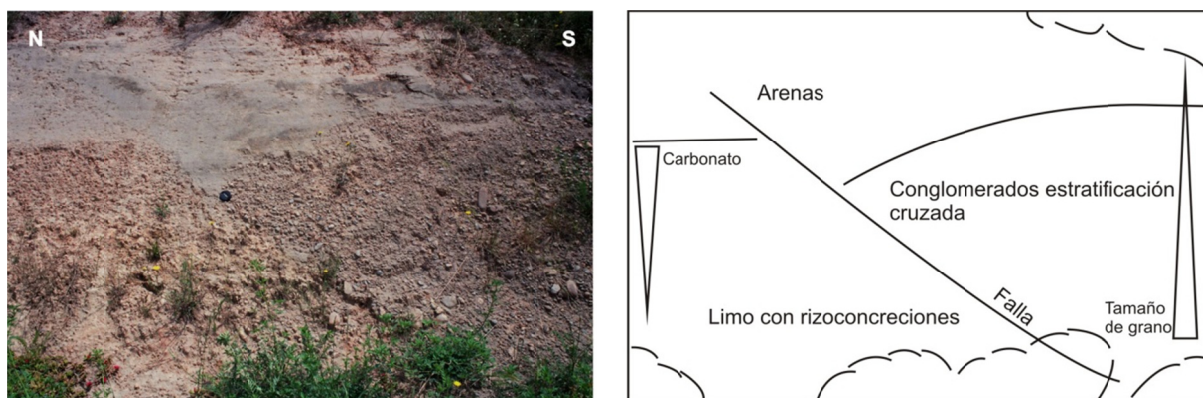


Figura 7.17.- Arenas masivas sobre un conglomerado con estratificación cruzada relleno de un canal fluvial encajado en un limo rojo con concreciones carbonáticas y calcreta a techo. Afloramiento en el talud de la carretera CV-320 en el polígono industrial de Sagunto.

Sondeo	Prof. (m)	Minerales		
		40-30%	30-20%	<10%
Benicasim	12,80	Qtz, Filo (Ill, Cao)	Cal	Plag y FtoK

Tabla 7.5.- Mineralogía de la facies de arenas masivas. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespatos potásico, Cal-calcita, Filo-filosilicatos: Ill-illita y Cao-caolinita.

Interpretación:

El tamaño de grano, la ausencia de estructuras sedimentarias tractivas visibles y la cantidad de arcillas, sugieren el depósito a partir de material en suspensión. Si además tenemos en cuenta su asociación a las facies gruesas, podemos precisar que estos sedimentos se acumularon como consecuencia de la deceleración de corrientes confinadas o no. La presencia de rasgos post-deposicionales nos hace pensar que los depósitos pudieron tener estructuras tractivas que fueron bioturbadas por la vegetación perdiéndose la estructura interna, de igual forma que las descritas por Rust (1978) y Mediavilla (2001).

7.1.8. Arenas con laminación horizontal (Sh)

Descripción:

Se localizan en taludes de carreteras y caminos y en las numerosas canteras excavadas en la zona oriental, normalmente sobre facies gruesas (Gmm, Gm y Gt) y a base de facies limosas. Están compuestas por arenas medias a finas, de tonos rojos y pardos con potencias inferiores a 50 cm que, en ocasiones, presentan algunos fragmentos de plantas y gasterópodos. Muestran laminación paralela y tendencia grano y estrato decreciente, pudiendo alternar con niveles milimétricos a centimétricos de limos rojos (Figs. 7.18 y 7.19).

Tanto en los sondeos como en afloramiento se reconocen rasgos postsedimentarios, principalmente concreciones de carbonato y niveles cementados con trazas de raíces. En la parte superior del sondeo de Almenara se han identificado, además, moteados pardos y grises junto con concreciones (Fig. 7.19). En el sondeo de Nules se reconocen niveles parcialmente cementados con trazas de raíces y, en la base, aparecen pasadas conglomeráticas de cantos redondeados procedentes de calizas mesozoicas y areniscas rojas triásicas (Gmm).

En el campo, esta facies tiende a presentar una base horizontal y frecuentemente, está cementada por carbonato cálcico, asociado a los procesos postsedimentarios (Fig. 7.18). Su extensión lateral alcanza varias decenas de metros y potencia variable, desde unas decenas centímetros hasta más de un metro de espesor. La base conglomerática tiende a presentar mayor espesor y mayor tamaño de los clastos (centil de 30 cm) cuanto más cerca del área fuente.



Figura 7.18.- Depósito horizontal de arenas con base de gravas, sobre el que se ha desarrollado un paleosuelo. Barranco de Bonilles, cerca de la Ermita de Sant Cristòfol (Sagunto).

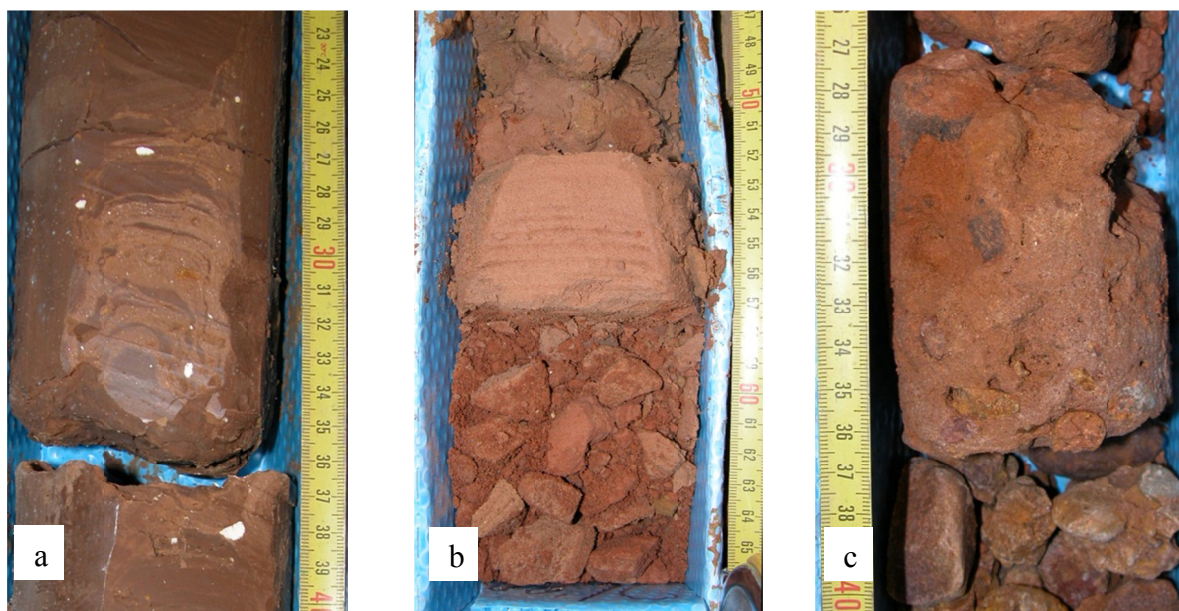


Figura 7.19.- a) Intercalaciones de arenas finas entre limos pardos; b) arenas medias con laminación horizontal; c) arenas pardo rojizas cementadas con trazas de raíces. Sondeo de Almenara (a y b) y sondeo del Delta del Palancia (c).

El análisis mineralógico (Tabla 7.6) indica que se trata de cuarzoarenitas con bajo contenido en filosilicatos, aunque, y en el sondeo de Almenara es muy evidente, tienen una alta proporción de calcita. La cantidad de feldespato es muy baja (Fig. 7.20).

Sondeo	Prof. (m)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Almenara	40,50		Qtz				Filo(III, Cao, VerFtoK)	Cal, Plag
Almenara	33,60	Cal						Qtz
Almenara	31,20	Cal						Qtz
Almenara	24,50		Cal		Qtz		FtoK	Filo (III y Cao), Dol, Plag
Benicasim	17,50			Qtz		Cal, Filo(III, Cao)		FtoK, Plag
Benicasim	12,30	Cal						F (III), Qtz

Tabla 7.6.- Mineralogía de la facies de arenas con laminación horizontal. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespató potásico, Cal-calcita, Dol-dolomita, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita y Ver-vermiculita.

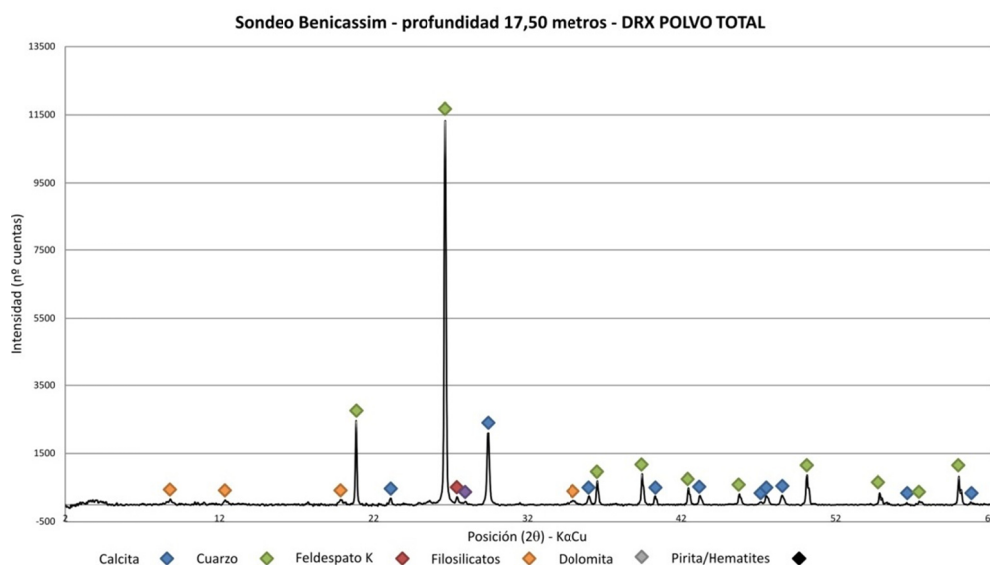


Figura 7.20.- Difractograma de arenas con laminación horizontal (Sh) del sondeo de Benicasim mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción.

El análisis geoquímico indica que el compuesto más abundante en Benicasim y en Almenara es la sílice (60,53% y 53,87%, respectivamente), con valores medios mucho más altos que en las facies más finas, de limos y arcillas (Fl y Fms). En el sondeo de Benicasim los dos elementos mayores (Si y Ca) tienen valores de varianza altos lo que indicaría que hay mucha variabilidad en el contenido de calcita (Tabla 7.7 y Fig. 19 A). En comparación, el sondeo de Almenara presenta valores más bajos de sílice y más altos de calcio, y muy homogéneos, lo que indica una concentración en carbonato más constante.

		CaO (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Si/Al	S (%)	N (%)	M.O.	C/N
Benicasim	μ	14,40	60,53	6,80	8,88	0,18		0,90	
	σ^2	49,30	139,60	0,22	2,43	0,01		0,08	
	σ	7,02	11,82	0,47	1,56	0,11		0,29	
Almenara	μ	21,26	53,87	3,38	16,96	0,08	0,07	2,01	17,47
	σ^2	2,07	9,54	0,52	24,13	0,00	0,00	0,13	30,95
	σ	1,44	3,09	0,72	4,91	0,01	0,03	0,36	5,56

Tabla 7.7.- Valores de calcio, sílice y aluminio, expresado como óxidos; porcentaje de azufre y nitrógeno y valor en materia orgánica (M.O.) y las relaciones de carbono orgánico y nitrógeno, y de silicio y aluminio de las muestras de los depósitos de arenas de los sondeos de Almenara y Benicasim. Dónde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

El contenido en Al es bajo, por tanto, las relaciones Si/Al (Jones y Browser, 1978) tienen valores altos fruto del bajo contenido en arcillas, como se observa en la representación de los diagramas de Brumsack (1989) y Dellwig *et al.* (1999), (Fig. 7.21).

El contenido en materia orgánica es baja (Tabla 7.7), al igual que los elementos asociados a ella (S y N). Las relaciones C/N presentan valores medios, lo cual indicaría, según las ideas de Meyers e Ishiwatari (1995), Meyers y Teranes (2001) y Cohen (2003) que hay mezcla de plantas no vasculares y vasculares, aunque estas últimas serían más abundantes.

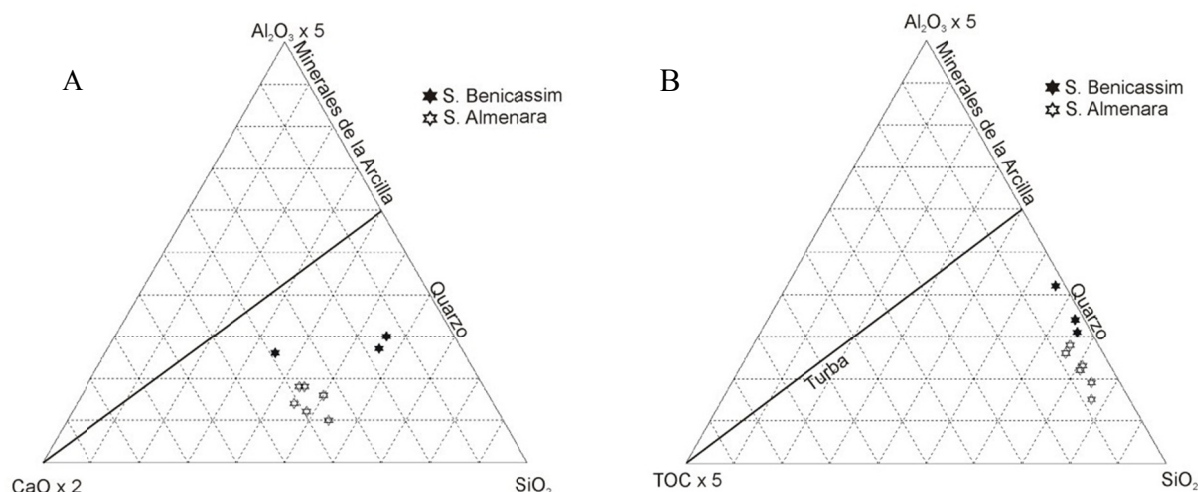


Fig. 7.21.- A) Representación de los compuestos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 y CaO) en un diagrama de Brumsack (1989). B) Representación de los compuestos Al_2O_3 , SiO_2 y TOC en un diagrama de Dellwig *et al.* (1999).

Interpretación:

La laminación horizontal en arenas se ha relacionado con sedimentación en condiciones de régimen de flujo alto o bajo (Miall, 1978, 1996). Para determinar de cuál de los dos se trata, se ha recurrido a otros argumentos como son: la tendencia granodecreciente, la relación lateral y vertical con las facies que se le asocian y la granulometría. Se trata, en general, de depósitos muy lavados, con escasa proporción de arcillas como indica la alta relación Si/Al. Estos rasgos parecen indicar que estas facies con geometría tabular se depositaron durante un flujo de alta energía, no confinado, adaptándose el depósito a la topografía preexistente. Por todo ello, se han interpretado como depósitos de acreción vertical en zonas no canalizadas, similares a las descritas por Cant y Walker (1978). En cuanto a la variedad granulométrica, ésta depende directamente de la proximidad al área fuente; así los sedimentos más finos se sitúan en las zonas más distales mientras que en las proximales se depositan las litologías de tamaño de grano más grueso. La tendencia granodecreciente parece indicar que la sedimentación se produjo en un único evento para cada nivel que supuso la pérdida paulatina de la energía.

El origen del material que compone estas arenas puede ser los materiales triásicos de los relieves circundantes, compuestos por un alto contenido de cuarzo y arcillas detríticas, como la illita y la caolinita.

La escasez de granulometrías finas confiere a esta facies una buena porosidad, facilitando que el agua freática percole y que el carbonato cálcico disuelto precipite como cemento de calcita durante los procesos postdeposicionales.

7.1.9. Limos masivos (Fl)

Descripción:

Se trata de la facies más abundante, sobre todo en la parte oriental del área investigada, de forma que se ha podido estudiar en las canteras que existen en la zona. También constituye la mayor parte de los sedimentos pleistocenos de los sondeos. Está constituida por limos y limos arcillosos rojos y marrones que a veces alternar con niveles centimétricos a milimétricos de arcillas rojas y marrones (Figs. 7.22a y 7.22b). Suelen presentar laminación fina horizontal y cruzada muy difusa, restos dispersos de vegetación y bioturbación que deforma las estructuras originales. Presentan abundantes concreciones carbonáticas y niveles carbonatados con estructura horizontal. En ocasiones el color ocre aparece acompañado de tonos grises y verdes, que dejan un aspecto moteado versicolor (Fig. 7.22c).

En el campo forma bancos tabulares de espesor decimétrico a métrico y abundantes rasgos postsedimentarios (calcificación y moteados grises, principalmente), con base horizontal y frecuentes intercalaciones de facies de grano grueso (Fig. 7.23).

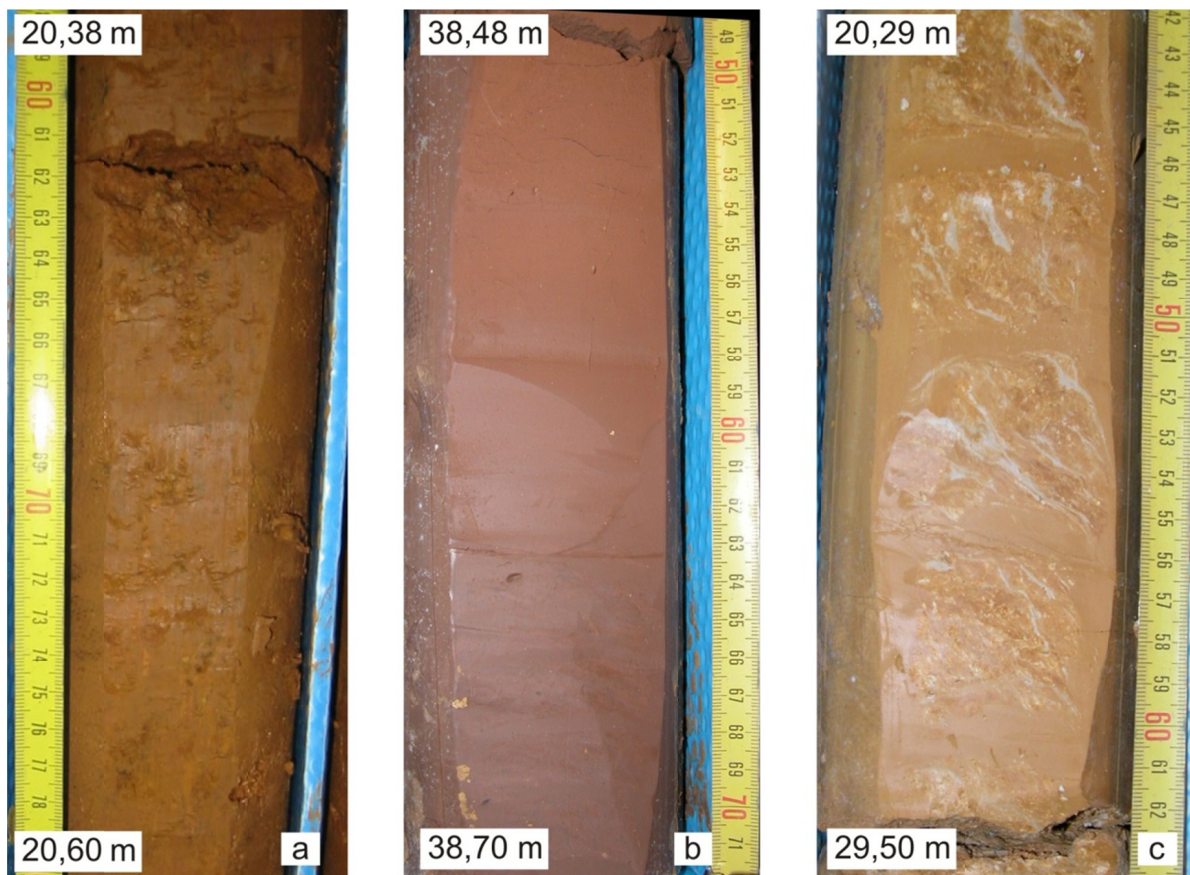


Figura 7.22.- Aspecto de los limos y arcillas en los sondeos de Benicasim (a) y Almenara (b y c). Indicada la profundidad de los tramos.

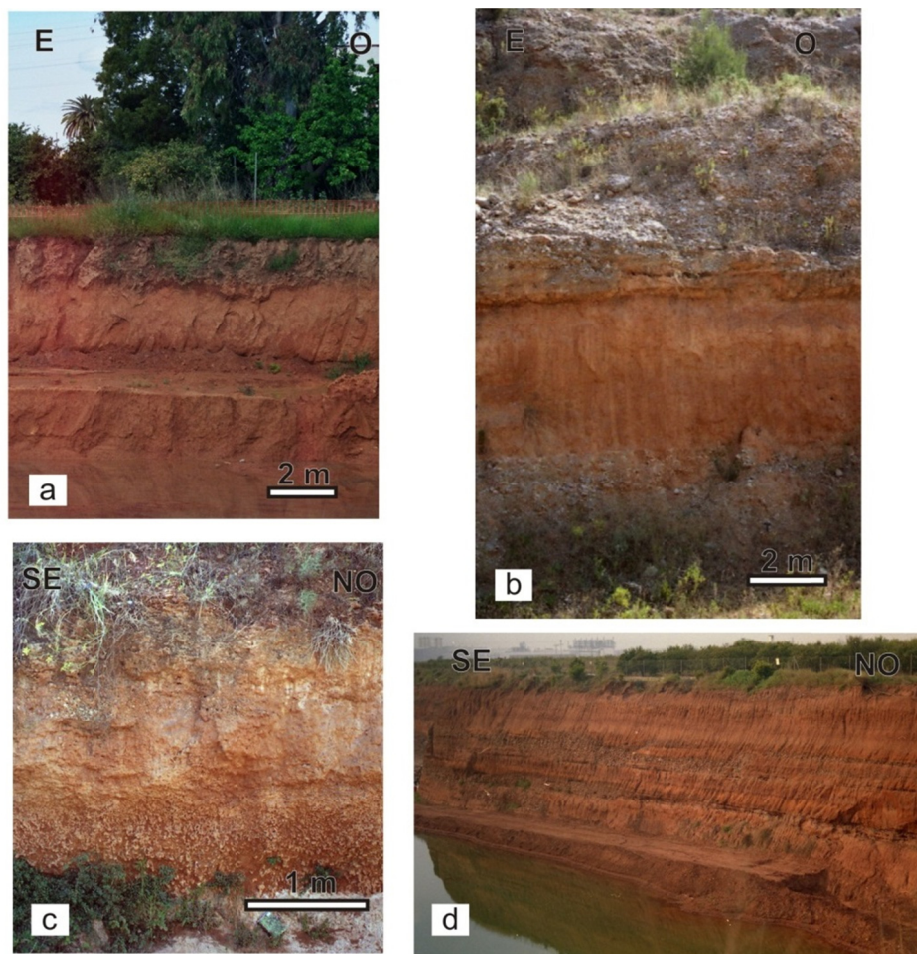


Figura 7.23.- Limos rojos y arenas en algunos casos con rasgos postsedimentarios(b y d), principalmente carbonatación e hidromorfias: a) Carretera CV-3202 junto a la Casa de las Palmeras (Canet de Berenguer); b) Rambla de la Viuda próxima al polígono industrial La Rambla; c) río Veo (o Seco de Bechi) entre La Alquería del Niño Perdido y Bechi; y d) Cantera en el Camino de Torremocha junto al Barranco de la Rambleta.

Su composición mineralógica consiste en arcillas y cuarzo (Fig.7.24) y, de forma minoritaria, feldespatos (Tabla 7.8). La cantidad de carbonato ya sea calcita o dolomita es muy variable, pero a menudo alto.

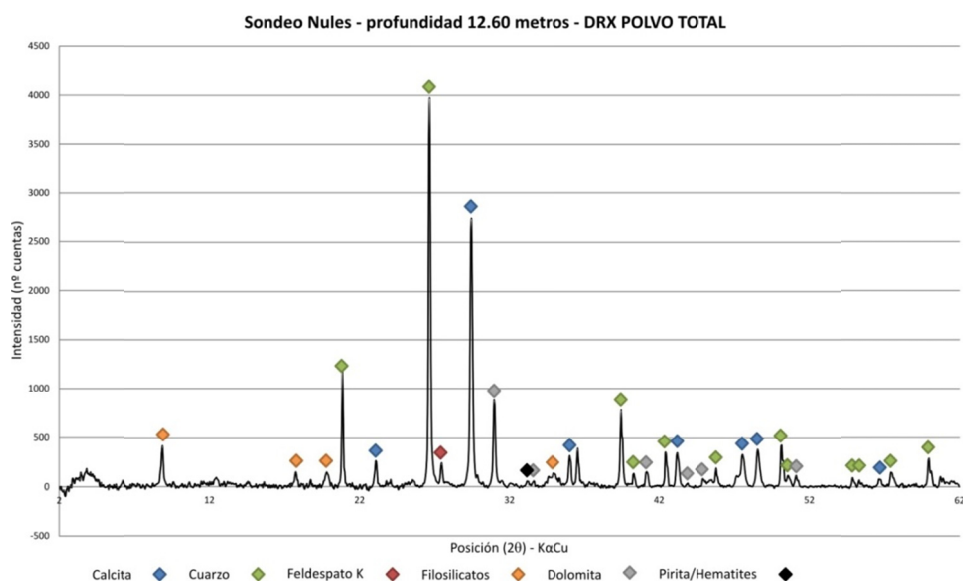


Figura 7.24.- Difractograma de polvo total de limos rojos del sondeo de Nules mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción.

Sondeo	Prof. (m)						
		70- 50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Almenara	41,80	Cal				Filo (Ill, Esm, Ver, Cao)	Qtz, FtoK, Plag, Goe
Almenara	41,40	Cal	Filo (Ill, Esm, Cao, Ver)				Qtz, FtoK, Plag, Py
Almenara	40,32			Filo (Ill, Ver, Cao), Qtz		Cal	FtoK, Plag, Dol
Almenara	37,60		Filo (Ill, Clo, Ver)	Cal		Qtz	Dol, FtoK
Almenara	36,95		Filo (Ill, Clo, Cao)	Cal		Qtz	Dol, FtoK
Almenara	36,45		Filo (Ill, Clo, Cao), Cal			Qtz	FtoK, Dol
Almenara	32,45	Cal		Filo (Ill, Ver, Cao)			Qtz, Dol
Nules	12,60		Filo (Ill)	Cal		Qtz	Dol, FtoK, Hem
Nules	10,60	Cal				Filo (Ill, Clo, Ver), Dol	Qtz, FtoK, Plag
Nules	10,05		Filo (Ill, Clo, Cao)		Cal, Qtz		FtoK, Dol
Nules	9,35		Cal		Filo (Ill, Clo, Cao)	Qtz	Dol, FtoK
Nules	8,10		Cal	Filo (Ill, Clo, Cao)		Qtz	FtoK, Plag
Benicasim	20,15			Cal, Filo (Ill, Cao)	Qtz		Hem, FtoK

Tabla 7.8.- Mineralogía de la facies de limos. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclase, FtoK-feldespatos potásico, Cal-calcita, Dol-dolomita, Goe-goethita, Hem-hematites, Py-pirita, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita, Esm-esmectita, Clo-clorita y Ver-vermiculita.

Desde el punto de vista geoquímico, están compuestos principalmente por sílice, con valores medios, en los sondeos de Benicasim y Almenara, de 45,93 % y 38,64 %, respectivamente. En el sondeo de Benicasim los contenidos de sílice y carbonato son muy variables (varianzas de 502,94 y 286,97), mientras en el sondeo de Almenara son más homogéneos (53,14 y 32,72), (Tabla 7.9).

		CaO (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Si/Al	S (%)	N (%)	M.O.	C/N
Benicasim	μ	17,52	45,93	10,89	4,01	0,18		0,41	
	σ^2	286,97	502,94	22,17	1,18	0,01		0,15	
	σ	16,94	22,43	4,71	1,09	0,11		0,38	
Almenara	μ	21,05	38,64	10,11	3,87	0,08	0,07	1,63	13,83
	σ^2	32,72	53,14	3,37	0,48	0,00	0,00	0,30	19,52
	σ	5,72	7,29	1,84	0,69	0,01	0,01	0,54	4,42

Tabla 7.9.- Valores de calcio, sílice y aluminio, expresados como óxidos; porcentaje de azufre y nitrógeno; valor en materia orgánica (M.O.); y las relaciones de carbono orgánico y nitrógeno y de silicio y aluminio de las muestras de limos de los sondeos de Almenara y Benicasim. Donde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

El contenido en Al₂O₃ es alto, por tanto la relación Si/Al, que refleja la cantidad de arcillas según Jones y Bowser (1978), presenta valores relativamente bajos y constantes, indicativo del abundante contenido de arcillas. Por otro lado, la relación entre los tres elementos mayores (Si, Al y Ca) y la relación con la cantidad de materia orgánica (diagramas de Brumsack, 1989 y Dellwig *et al.*, 1999), (Fig. 7.25), confirman el elevado contenido en componentes siliciclásticos y la heterogeneidad en el contenido de carbonato de las muestras del sondeo de Benicasim.

Corroborando la escasez de restos orgánicos, los valores de materia orgánica y los elementos asociados a ella (N y S) son muy bajos. Los valores de C/N (Meyers e Ishiwatari, 1995; Meyers y Teranes, 2001; Cohen, 2003) indican un posible origen de mezcla de plantas vasculares y no vasculares (Tabla 7.9).

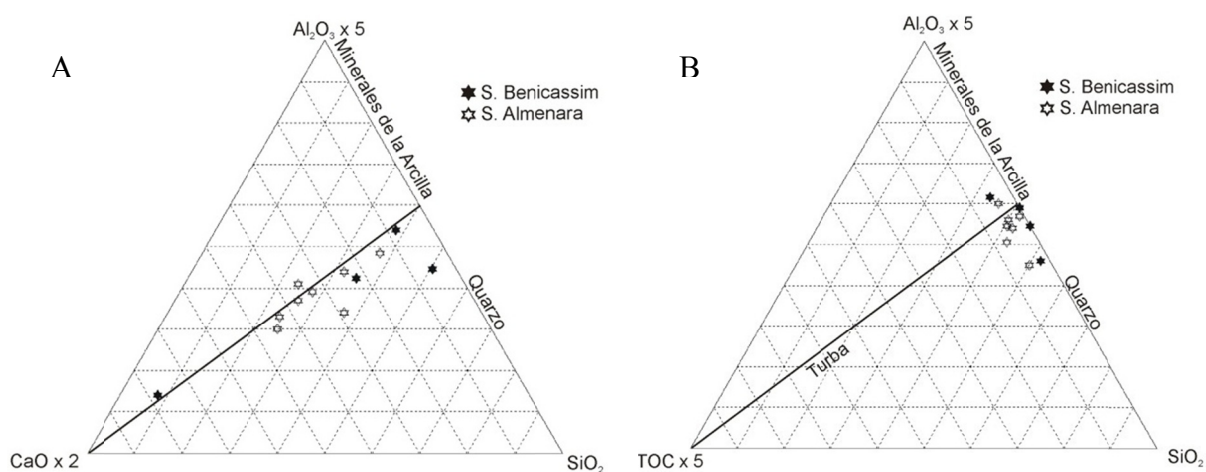


Figura 7.25.- A) Representación de los compuestos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 y CaO) en un diagrama de Brumsack (1989). B) Representación de los compuestos Al_2O_3 , SiO_2 y TOC en un diagrama de Dellwig et al. (1999).

Interpretación:

El tamaño de grano, el contenido en arcillas y la ausencia de estructuras tractivas sugieren depósitos formados por decantación y agradación de las partículas transportadas en suspensión, tras el descenso de la energía de las corrientes de baja energía no confinadas. Se trata de depósitos de llanura de lutítica que se acumulan por la descarga de sucesivas avenidas.

La escasez de materia orgánica indica que la cantidad de aportes siliclásticos fue muy constante, y no permitió el asentamiento y el crecimiento de vegetación durante periodos de tiempo lo suficientemente prolongados. La mezcla de distintos tipos de vegetación demuestra que las avenidas transportan plantas acuáticas de los cauces y plantas vasculares de los márgenes.

La presencia de dolomita indica episodios de aridez, mientras la aparición de hematites refleja la procedencia de las arenas a partir de rocas ferruginosas meteorizadas. La composición de filosilicatos es fundamentalmente illita, caolinita y clorita, muy similar a la descrita por Martín-Martín *et al.* (2006) para los materiales del Permo-Trías, por lo que se deduce que su procedencia son los materiales detríticos que constituyen los relieves circundantes a las llanuras costeras.

7.1.10. Arcillas (Fms)

Se trata de una facies que se asocia con la facies de limos masivos (F1), lo que dificulta su reconocimiento en los sondeos y en campo aunque, en la base del sondeo de Almenara, puede llegar a ser muy abundante. Está constituida por arcillas masivas grises y verdes, con moteados pardos, y arcillas rojas y marrones, que pueden presentar moteados de tonos grises y verdes. Estas últimas habitualmente se encuentran en alternancias centimétricas con niveles de limos rojos, ambos muy bioturbados (Fig. 7.26). Es frecuente que contengan pequeñas concreciones carbonáticas de bordes difusos y, ocasionalmente, niveles o intercalaciones carbonatadas con trazas de raíces.



Figura 7.26.- Aspecto de las arcillas grises con moteados pardos (a) y alternancia de los limos y arcillas en el sondeo de Almenara.

Los análisis de difracción (Tabla 7.10 y Figs.7.27 y 7.28) muestran que están compuestas fundamentalmente por filosilicatos y una pequeña proporción de componente detrítica (cuarzo). Los procesos post-sedimentarios quedan representados por alto contenido en carbonato (calcita y dolomita).

Sondeo	Prof. (m)	Minerales						
		>70%	70- 50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Almenara	42,10	Cal				Filo (Ill, Esm, Ver, Cao)		Qtz, FtoK
Almenara	39,28		Filo (Ill, Clo)				Qtz, Cal	FtoK, Dol, Plag
Almenara	36,65		Filo (Ill, Cao, Ver)			Cal	Qtz	FtoK, Dol
Almenara	36,05		Filo (Ill, Ver, Cao)		Cal		Qtz	FtoK
Almenara	33,45	Filo (Ill, Clo)					Qtz	Cal, FtoK
Almenara	31,85		Filo (Ill, Ver, Cao, Clo)		Cal			Qtz, Plag
Almenara	24,80		Filo (Ill, Ver, Cao, Esm)		Calcita			Qtz, FtoK, Plag, Py

Tabla 7.10. – Mineralogía de la facies de arcillas. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespatos potásico, Cal-calcita, Dol-dolomita, Py-pirita, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita, Esm-esmectita, Clo-clorita y Ver-vermiculita.

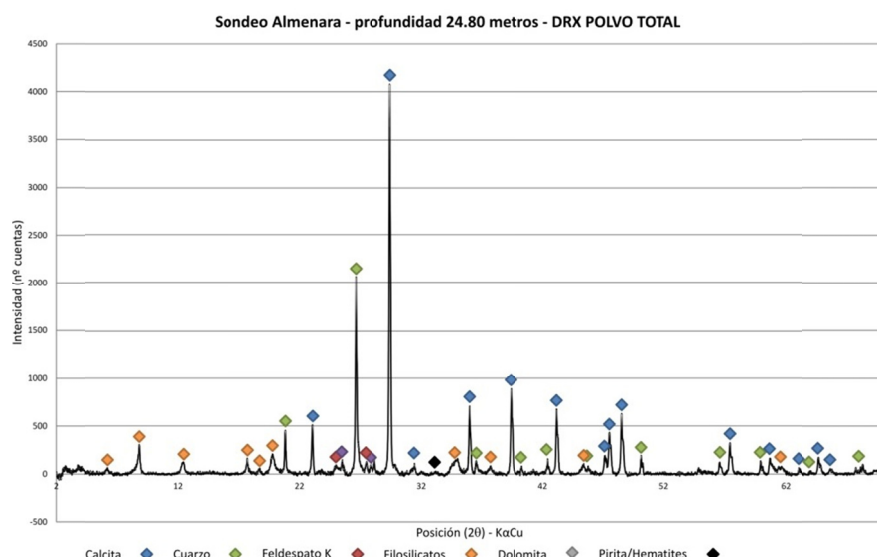


Figura 7.27.- Difractograma de polvo total de la facies de arcillas en el sondeo de Almenara mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción.

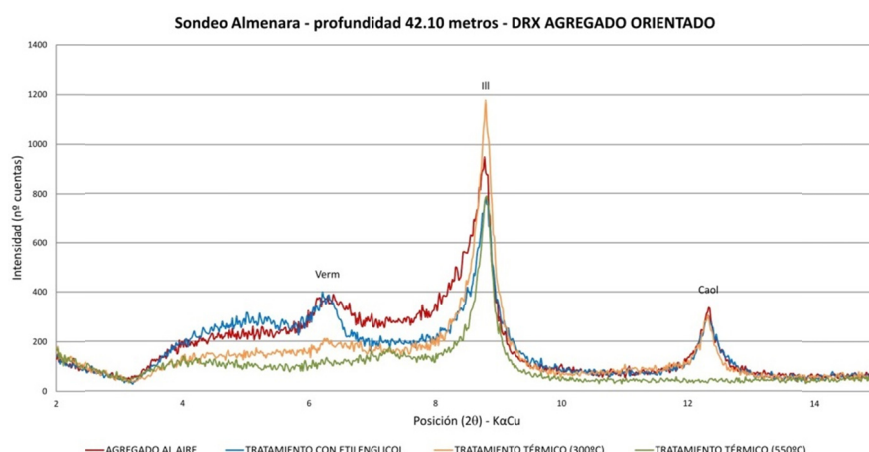


Figura 7.28.- Superposición de los difractogramas obtenidos para los agregados orientados tratados a a partir de materiales correspondientes a la facies de arcillas. . Picos identificados como vermiculita (Verm), illita (Ill) y caolinita (Caol).

Interpretación:

Las características de estos materiales parecen indicar que se depositaron por decantación de partículas muy finas transportadas en suspensión. Se trata, por tanto, de depósitos de llanura lutítica y/o zonas encharcas alejadas o, al menos, desconectadas del flujo de los canales. Las arcillas se acumularían cuando las descargas de las avenidas procedentes de los desbordamientos de los canales perdían toda su energía. El encharcamiento, debido a la baja permeabilidad, favoreció unas condiciones reductoras en los fluidos intersticiales que propiciaron una coloración más oscura de estas arcillas.

La presencia de concreciones de carbonato y moteados indica el desarrollo incipiente de suelos, que corresponden a periodos, no excesivamente largos, sin sedimentación detrítica (Freytet y Plaziat, 1982; Wright, 1992), y un nivel freático próximo. Así, aunque en su mayor parte estas arcillas son de origen detrítico, procedentes de la erosión de los relieves circundantes, conviene recordar que los depósitos arcillosos del Triásico, que son las áreas fuentes, presentan altos contenidos de illita, caolinita, clorita y esmectita (Martin-Martín *et al.*, 2006; Jordán *et al.*, 2009), hay otra fracción que deriva de los procesos de edáficos, como pueden ser la caolinización de feldespatos (Blanco, 1991) o

la alteración de las illitas a vermiculitas y esmectitas, que se produce cuando los niveles freáticos son altos y constantes, y se alteran las illitas por la acción de aguas alcalinas con altas concentraciones de magnesio (Jones, 1986; Mees, 2001).

7.2. RASGOS POST-SEDIMENTARIOS

El rasgo post-sedimentario más usual en la zona de estudio es el desarrollo de paleosuelos que pueden afectar una o varias facies. Se caracterizan por la concentración de carbonato, que se puede encontrar como pequeñas concentraciones, de no más de un 1 cm, en torno a una raíz o formar nódulos, en algunos casos de entre 5 y 10 cm, de carbonato. Estos nódulos pueden agregarse hasta formar niveles encostrados, caliches, de espesores variables desde 5 a 50 cm, con morfologías botroidales o laminares.

En el caso de las facies más gruesas, observamos que el carbonato puede sustituir parcial, o totalmente, la matriz más fina, normalmente limos, siendo frecuente observar envueltas de carbonato en torno a los clastos, independientemente de su morfología.

Se han reconocido dos posibles relaciones espaciales entre estos niveles y la facies a la que afectan: que aparezcan en la parte alta de las facies o, por el contrario, que se desarrollen en la parte inferior (Figs. 7.29 y 7.30, respectivamente). En el primer caso se observa un aumento del carbonato de muro a techo, donde tiende a desarrollar un nivel encostrado, normalmente sobre facies finas y abundantes trazas de raíces (Fig. 7.31); mientras que en el segundo el contenido en carbonato aumenta paulatinamente en profundidad y el nivel cementado se forma sobre las litologías más gruesas. En ambos casos, se observan moteados versicolores; en el primer caso alternando con los nódulos o concreciones e incrementando en frecuencia e intensidad hacia la parte inferior de la serie, y en el segundo caso normalmente aparecen tanto por encima como por debajo del caliche.

La posición vertical en la que se encuentra el caliche permite determinar la posición en la que se originó el suelo, independientemente de que afecte a una o varias facies. En el caso de situarse en la parte alta de la serie indica que se formó en la zona vadosa, mientras que si la concentración de carbonato se produce en la parte inferior de la sucesión su origen es freático (Freytet y Plaziat, 1982; Wright y Tucker, 1991; Armenteros, 1999; Mediavilla, 2001; Alonso-Zarza y Wright, 2010). La presencia de los moteados identifica la zona de oscilación del nivel freático, donde se alternan periodos de oxidación –reducción. El color verde que exhiben las arcillas se relaciona con condiciones reductoras por debajo del nivel freático, mientras que las tonalidades marrones que muestran en la parte superior reflejan condiciones oxidantes por encima del nivel freático.

En los paleosuelos vadosos, el caliche se ubica en la parte superior de la serie, las raíces que favorecen la concentración de carbonato a su alrededor formando rizoconcrecciones disminuyen según se desciende en la serie y el nivel freático que se encuentra por debajo de estos niveles donde se forman los moteados (Armenteros, 1999). En el caso de los paleosuelos freáticos, la concentración de carbonato se produce en las litologías más porosas, justo en la zona de oscilación del nivel freático y puede formar nódulos que terminan desarrollando un caliche. En este caso los moteados pueden situarse tanto por encima por debajo de estos dependiendo de las oscilaciones del nivel freático. En algún caso en la parte intermedia del sondeo de Almenara se registra un perfil mixto (vadoso-freático) similar al descrito por Semeniuk y Searle (1986) con un caliche con rizoconcrecciones en la zona vadosa y una secuencia de arriba abajo en la franja freática de caliche moteado, en parches de carbonato, caliche masivo formado por la fusión de nódulos y, finalmente, caliche laminar.

Es conveniente tener en cuenta que la formación de un paleosuelo en un área/ una zona del sistema deposicional puede coincidir en el tiempo con la sedimentación de una o varias facies en otro punto del mismo medio sedimentario. También suponemos, aunque no se ha podido corroborar ni a escala de afloramiento ni por correlación, que se pueden desarrollar ambos tipos de paleosuelo simultáneamente en el mismo ambiente sedimentario.; así, es esperable que en zonas con escasa o nula sedimentación pudieran formarse paleosuelos, que dependiendo de la altura del nivel freático corresponderán a uno u otro tipo.

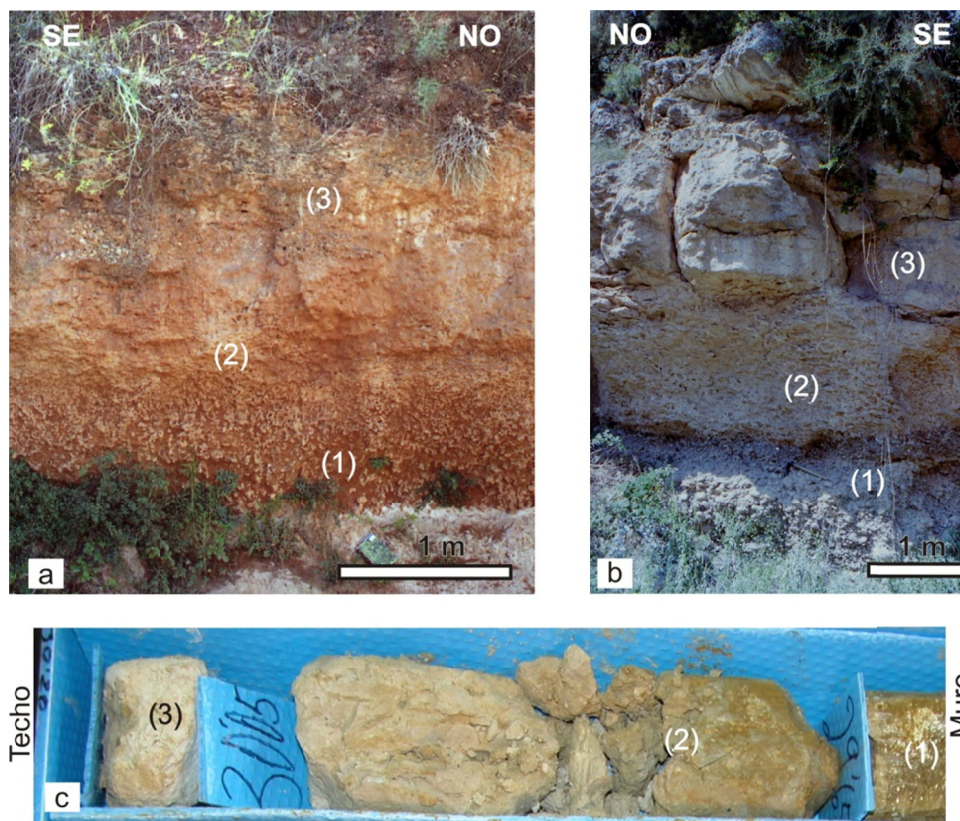


Figura 7.29.- Facies limosas y conglomeráticas (1) con nódulos de carbonato que hacia techo se hacen más abundantes (2) hasta formar un caliche (3). a) Río Veo (o Seco de Bechí) entre La Alquería del Niño Perdido y Bechí; (b) talud del río Seco en las proximidades de Castellón; y c) sondeo de Almenara.

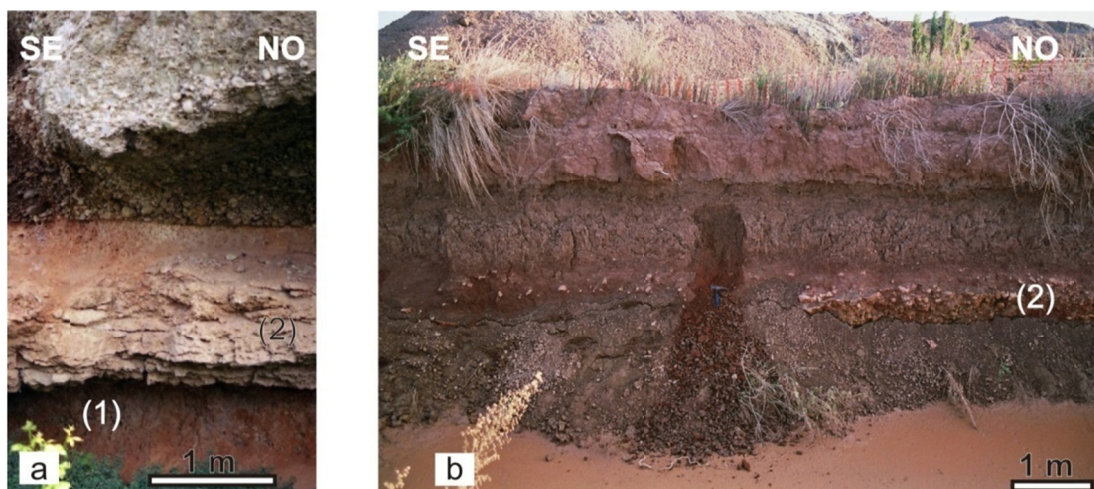


Figura 7.30.- Facies limosas y arenosas con moteados hidromorfos (1) debajo de un caliche que se formó en la parte inferior de la serie (2). Paleosuelo freático. a) Río Mijares junto a la presa; y (b) talud de la N-225 en la Alquería de la Estanquera (Castellón).

Otro rasgo post-sedimentario frecuente, y que afecta sobre todo las facies gruesas, es la cementación temprana. El origen de ésta es la precipitación de carbonato cálcico ocasionada por las aguas meteóricas al interactuar con el carbonato del sedimento. En estos casos, se pueden observar cementos gravitacionales y menisco (Figs. 7.31 y 7.32, respectivamente).



Figura 7.31.- Cementos gravitacionales ocre (a), típico de ambiente meteórico, y posterior cementación completa (b) de facies conglomeráticas. Camino próximo al Hospital de la Magdalena (Castellón). Escala: Tapa del Objetivo (55 mm).



Figura 7.32.- Facies conglomerática con cemento tipo menisco. Talud de la AP-7 próximo al puente sobre la Rambla de la Viuda. Escala: portaminas (12 cm).

7.3. ASOCIACIÓN DE FACIES: AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN

7.3.1. Depósitos de flujo turbulento (*Debris flows*)

Descripción:

Son depósitos compuestos por Gms o Gmm, pudiendo presentar facies más finas (Sm) a techo y/o lateralmente (Fig. 7.33). Pueden estar cementados por carbonato que puede llegar a formar un pequeño caliche, de hasta 20 cm de potencia, a techo. Presentan techos planos y bases normalmente planas o ligeramente erosivas (Figs. 7.34 y 7.35). Su potencia varía entre 20 cm hasta más de 2 m. La extensión de los depósitos puede ser desde unas decenas a cientos de metros y muestran un buzamiento original suave desde los relieves mesozoicos hacia la costa.

El tamaño de los cantos y bloques y su morfología dependen directamente de la proximidad a los materiales mesozoicos de los que proceden y sobre los que, localmente, pueden apoyarse.



Figura 7.33.- Banco de 80 cm de facies Gmm granodecreciente con base y techo recto (centil en torno a 40 cm). Camino Real a su paso por la Rambla de la Viuda. Escala: cuaderno (22 cm).

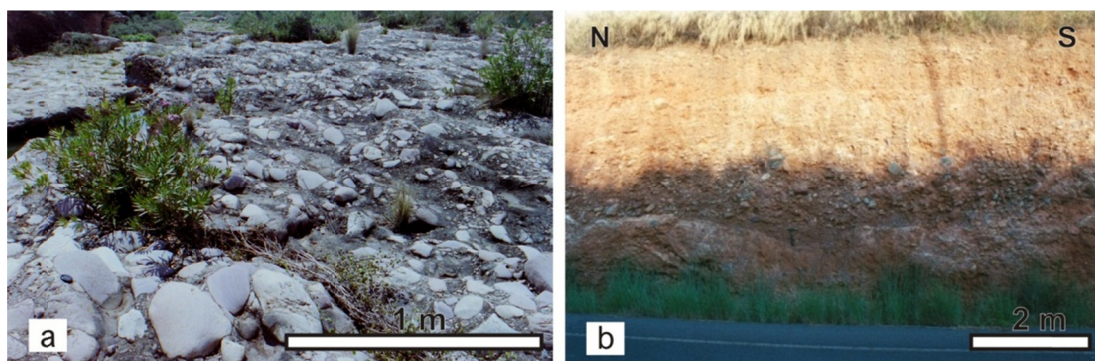


Figura 7.34.- Facies Gmm muy cementadas, con base erosiva y techo plano. a) Río Veo (o Seco de Bechí) entre La Alquería del Niño Perdido y Bechí; (b) Carretera de entrada a la urbanización Fuente de la Reina (Benicasim).



Figura 7.35.- Conglomerado matriz soportado cementado (facies Gms) con techo plano sobre el que se ha formado un caliche. Talud de la A-7 junto al Barranco de Sastre.

Interpretación:

Según Nemec y Muszynski (1982), Blair y MacPherson (1994) y Colombo (2012) se interpreta que, en depósito de este tipo, la secuencia más simple representa el movimiento en masa de una corriente densa y de alta viscosidad. Se produce durante un único flujo rápido, con escasa duración, de una corriente más o menos tractiva que, dependiendo de la pendiente y la energía, puede erosionar el sustrato y mantener características de un flujo tractivo, o masivo, como un manto adaptándose a la topografía (Colombo, 2012). En el primer caso, su extensión es mucho mayor que en el segundo y tendrá cantos más redondeados, mejor seleccionados e incluso una gradación positiva en la vertical. En ambos casos, se observa como la potencia disminuye desde las zonas más altas hacia las más bajas.

Sobre estos depósitos pueden acumularse otros u otros depósitos similares, pero lo habitual, quizás porque no se han encontrado cortes verticales de la extensión adecuada, es que se desarrolle un paleosuelo. Durante los periodos sin sedimentación se puede asentar vegetación, y las aguas freáticas muy carbonatadas, si las hay, pueden desplazar las granulometrías más finas y cementar el depósito, e incluso formar los caliches pedogénicos a techo del depósito siliclástico. Además, el agua carbonatada en la que está empapado el depósito puede cementarlo parcialmente. Pero donde se mantiene la matriz arenosa, la cementación es mucho menor, pudiendo incluso el depósito llegar a ser deleznable, puesto no hay agua suficiente para producir una cementación muy temprana.

7.3.2. Depósitos de canal *braided* o trenzado, generalmente de baja sinuosidadDescripción:

Aparecen en la parte occidental del área de estudio, y sobre todo al Oeste de la carretera N-340 a la altura del Almassora y las Alquerías, al Oeste y Suroeste de Nules y al Oeste de la Autopista del Mediterráneo en las proximidades de Sagunto.

Están compuestos por las asociaciones Gm, Gp y/o Gt y Sp y/o Sm, que configuran bancos tabulares plano-convexos de potencias inferiores a 10 m, de media en torno a 2-3 m y longitud de cientos de metros, tendencia granodecreciente y limitados por limos rojos con desarrollo de paleosuelos pedogénicos (Fig. 7.36). Las distintas barras de cresta recta (Gm y Gp) o sinuosa (Gt) que forman el conjunto están limitadas por superficies de reactivación o de intersección (Fig. 7.37). La base puede tener un buzamiento original hacia el Este, en torno a 1°.

En las áreas orientales, las unidades tienen base erosiva y cóncava, y el techo plano (Fig. 7.38.). Tienen una extensión de decenas a cientos de metros y potencias variables de 2 a 4 m. La tendencia del conjunto es granodecreciente y puede acabar en la facies de arenas masivas (Sm), donde suelen presentar un paleosuelo carbonático a techo (Fig. 7.38).



Figura 7.36.-Sección longitudinal de bancos tabulares constituidos por las distintas facies conglomeráticas. Los bancos están encajados en los depósitos de limos y arenas rojas (lr). Rambla de la Viuda próximo a la Ap-7.



Figura 7.37.- Corte longitudinal donde se observan varios cuerpos superpuestos de conglomerados masivos y con estratificación cruzada (c) limitados por limos rojos (lr). Río Mijares entre las autopistas A-7 y Ap7.

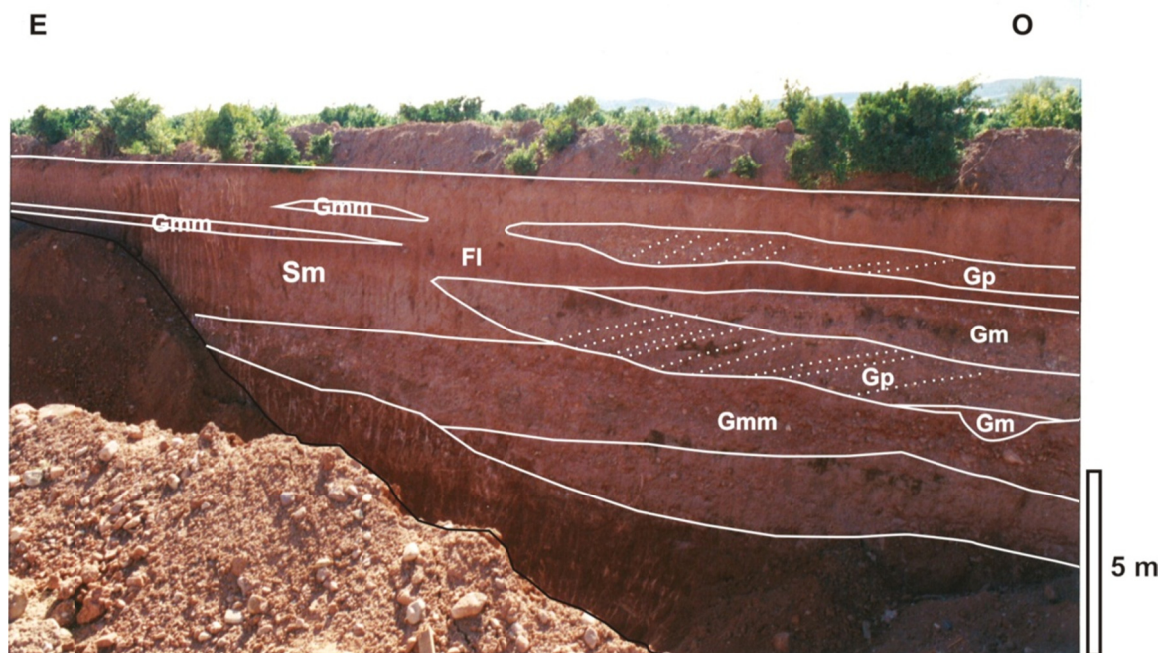


Figura 7.38.- Relleno de canales a pie del abanico por gravas masivas y con estratificación cruzada entre limos rojos. Clave según las siglas de Miall (1978). Camino del Palmeral junto al Hotel Simba (Chilches).

El análisis multivariante de los datos geoquímicos permite distinguir tres variables: autígenica (Al, Fe, Ti, K, Mg, Na, C orgánico, S, Mn, P y tierras raras), detrítica (Si, Cr y Na) y la tercera que agrupa carbonatada y orgánica (Ca, C inorgánico, C orgánico, N y P), (Fig. 7.39). La Cp1 propone que la escasa matriz arcillosa de las gravas parece tener un origen preferentemente autígenico, debido probablemente a la alteración de los cantos y arenas. La segunda componente (Cp2) distingue entre la sedimentación detrítica y los procesos postsedimentarios, siendo el principal proceso postsedimentario la concentración de carbonato, al que se asocia la acumulación y conservación de la materia orgánica.

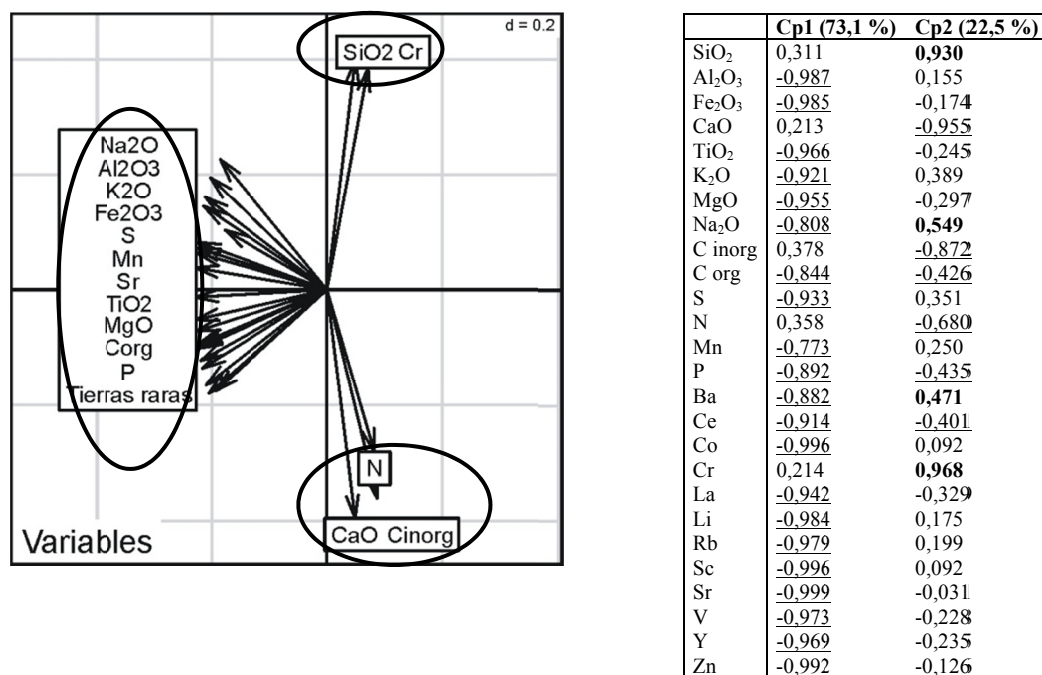


Figura 7.39.- Representación de las variables según las dos componentes principales (el eje de abcisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de cada componente principal.

Interpretación:

La redondez de los clastos, la gradación granulométrica positiva, la estratificación cruzada, y bases erosivas de la mayoría de estos depósitos, sugieren un transporte mediante corrientes acuosas tractivas. La presencia de grandes bancos conglomeráticos, generalmente masivos, de gran extensión lateral y con algunas estructuras internas producidas por corrientes tractivas parece implicar una corriente acuosa altamente energética (Collinson y Thompson, 1989; Colombo, 2012).

Las frecuentes superficies de reactivación en las barras y las formas de fondo, y la orientación tan constante de las barras parecen indicar que se debieron formar en canales *braided* poco trenzados y baja sinuosidad (Fig. 7.40). La sedimentación tuvo lugar en condiciones de caudal alto y estable, como demuestra la homogeneidad de tamaño de los cantos a lo largo de todo el conjunto de formas, aunque hacia el techo pueda interrumpirse de una forma más o menos brusca. Son abundantes las fluctuaciones del caudal que se evidencian por las numerosas superficies de reactivación de las formas y por la sedimentación de las facies más finas (Sm y Sh).

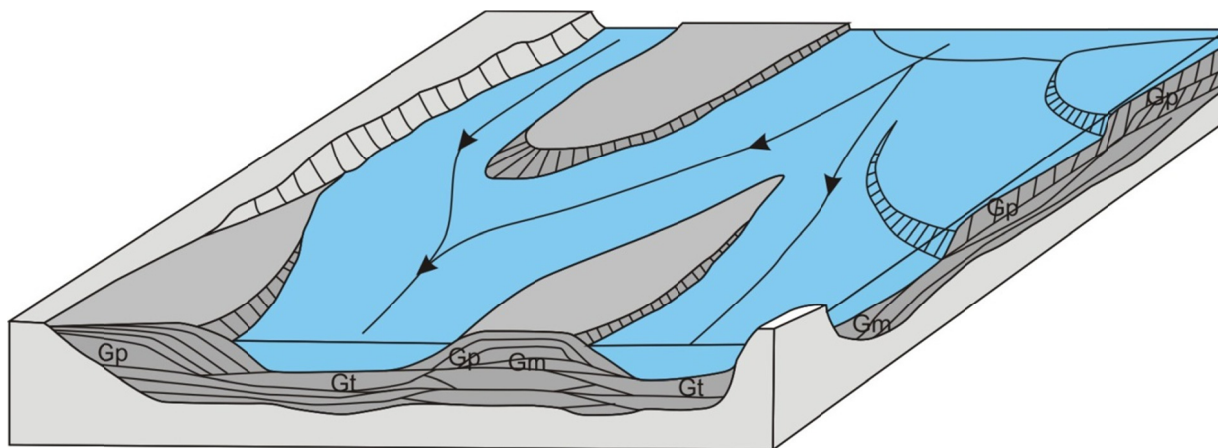


Figura 7.40.- Modelo de sedimentación de los canales braided estables.

Los canales que presentan laminación paralela y estratificación cruzada de bajo ángulo se interpretan como a rellenos rápidos de los canales, de carácter más efímero, mientras que los que presentan estratificación cruzada planar y de surco corresponderían a rellenos de canales más estables, con desarrollo de numerosas barras. Los primeros se caracterizan por canales con mucha carga de fondo en un flujo de corriente muy energético que ha posibilitado la previa excavación de cauces. En este caso la forma del canal no es tabular, como los estables, sino con una sección más o menos lenticular (canalizada). El relleno de uno de estos cauces por parte del sedimento transportado se puede originar tras su abandono por rotura de los diques y avulsión. Así, en la mayoría de los casos estos depósitos se producen en un solo episodio, o en muy pocos episodios sedimentarios, que corresponderían a descargas de gran intensidad y corta duración generadas por violentas tormentas. Este flujo, al estar confinado al cauce, permite que los materiales terrígenos más gruesos alcancen sectores más distales (orientales) y por tanto, existe un mayor contraste con las facies sobre las que se encajan, normalmente de granulometrías finas.

En los canales estables según la estructura interna y la relación con el canal se pueden distinguir: barras longitudinales, transversales y laterales. La aparición de formas de fondo en los canales estables (Gm) en momentos de descenso de la energía del flujo, constituyeron los relieves necesarios para que pudieran formarse estructuras mayores, Gp y Gt (Miall, 1996). Igualmente, estas mismas barras volvieron a aportar el material necesario para otros depósitos de fondo durante periodos

de mayor velocidad de flujo (Fig. 7.40). Las barras muestran una estructura compleja, con superposición de fases de crecimiento vertical y fases de desarrollo de superficies de avalancha (*foresets*), simples o compuestas, que originan diversos tipos de estratificación cruzada en los que, a su vez se reconocen varios episodios de migración, separadas por superficies de reactivación).

El análisis multivariante de los datos geoquímicos refleja que el ambiente de alta energía no permite la sedimentación de las partículas orgánicas y arcillas transportadas en suspensión por su baja densidad, y por tanto, aunque el descenso de flujo sea muy brusco estas partículas no decantan y son arrastradas hasta áreas de menor régimen de flujo. La escasa materia orgánica y las arcillas se acumulan, mayoritariamente a causa de los procesos postsedimentarios que sufren los depósitos. Finalmente, la cementación de los conglomerados se debe a los procesos pedogénicos que se producen después del abandono del canal.

7.3.3. Depósitos de desbordamiento o mantos de arroyada

Es una asociación compuesta por Sh o Sm, sobre las que se dispone Fl, aunque es frecuente encontrar en la base facies de Gmm y/o Gms. Normalmente, la base es gradual, plana y horizontal y el espesor es variable, desde unos centímetros a más de 1 m (Figs. 7.41 y 7.42). La extensión lateral de esta asociación no se ha podido determinar en campo, pero a partir de afloramientos discontinuos podemos estimar que se extiende más de un centenar de metros, con potencias superiores al metro.

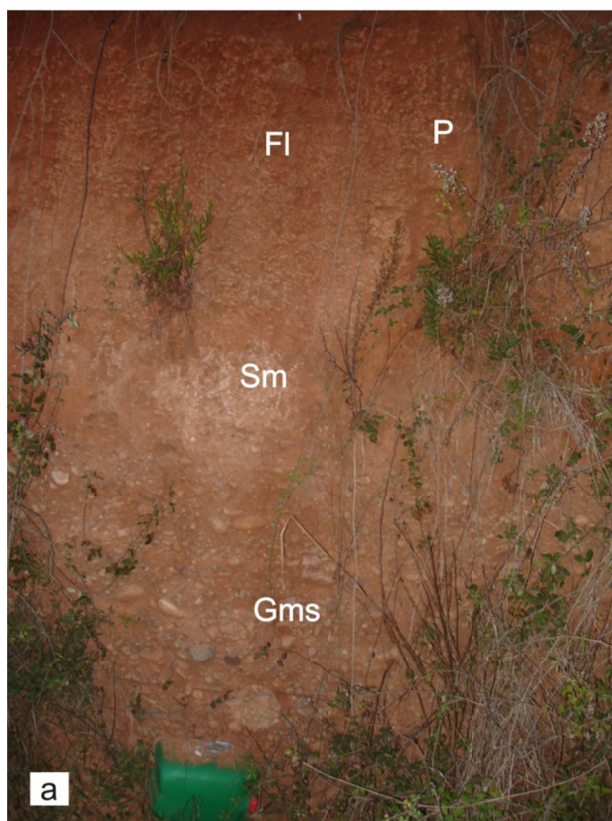


Figura 7.41.- Facies de conglomerado matriz soportado (Gms) sobre el que se disponen arenas masivas con cantos dispersos (Sm), limos (Fl) y, finalmente, un paleosuelo (P). Corresponde a un depósito de desbordamiento. Gravera junto a la intersección entre la CV-1805 y AP-7 (Nules). Escala: Bidón (40 cm).

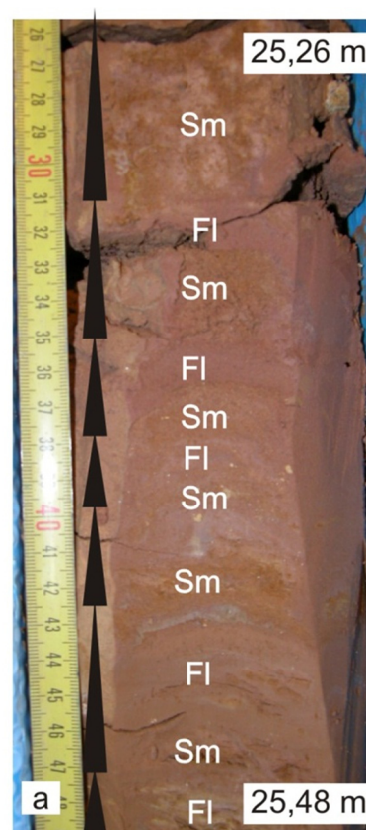


Figura 7.42.- Secuencias de arenas granodecrecientes (Sm) y limos (Fl). Depósitos distales de manto sobre depósitos de llanura de lutítica. Sondeo de Almenara.

En el caso de presentar las facies gruesas a la base, éstas se extienden unas decenas de metros, perdiendo tanto potencia como tamaño de grano según nos alejamos de la posible área fuente. También se observa una gradación de espesores y granulometrías de los depósitos, desde la zona occidental a la oriental, de forma que al Oeste se distinguen éstas facies gruesas y las secuencias son potentes mientras al Este las facies Gmm y Gms en muchos casos se limitan a unos cuantos cantos dispersos de pequeño tamaño y el depósito tienen escasa potencia.

El análisis de componentes principales, realizado sobre las muestras recogidas de los sondeos de Almenara y Benicasim, muestra una primera componente (Cp1) que distingue entre los compuestos asociados al transporte, como es la sílice, y los elementos de origen autigénico, como pueden ser las arcillas (Al, K, Mg, Ti, Na y trazas) y el carbonato (C inorgánico y Ca), (Fig. 7.43). En conjunto, las componentes principales Cp1 y Cp2 señalan el origen alóctono de la materia orgánica (Fig. 7.43), es decir, los restos de vegetación han sufrido transporte y posterior sedimentación junto con el cuarzo.

La segunda componente también señala un origen detrítico para parte de las arcillas, además de corroborar el origen autigénico del carbonato, es decir, el carbonato se origina por precipitación durante los periodos de escasa o nula sedimentación. Así, la concentración de carbonato se produce durante periodos áridos, pudiéndose asociar a elementos salinos, como son el S y Sr

Finalmente, la tercera componente (varianza explicada del 13,3 %, Fig. 7.43) agrupa elementos como el Zn y Cr, que se asocian al material húmico de cadenas largas y sulfuros (Guo *et al.*, 2002) en condiciones reductoras. Esta componente refleja los procesos postsedimentarios que permiten conservar la materia orgánica en condiciones anaerobias cuando el nivel freático es alto.

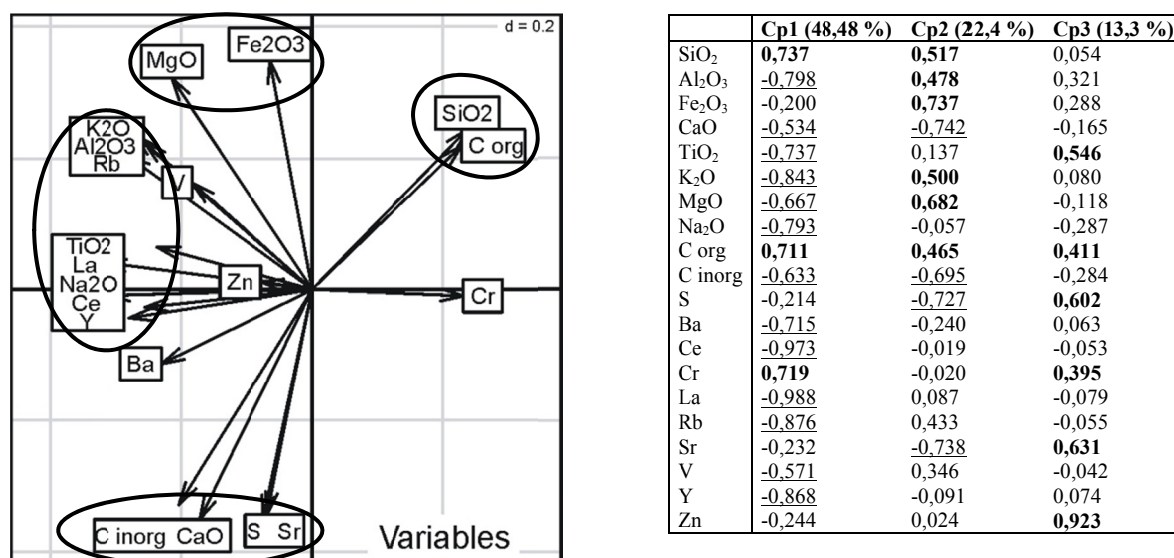


Fig. 7.43.- Análisis de componentes principales. Representación de los compuestos según las dos componentes principales (el eje de abcisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda) y valores de la composición de cada uno de los componentes principales.

Interpretación:

Este tipo de asociación se interpreta como el producto de las avenidas de régimen de flujo fuerte sobre fondos planos (Miall, 1977; Sneh, 1983; Tunbridge, 1984; Hampton y Horton, 2007) o sobre bases erosivas muy extensas, casi planas y sin jerarquizar en canales (Colombo, 1986). Se trata de mantos de arroyada (*sheet flood*) en las que los cuerpos conglomeráticos corresponderían a la sedimentación de una parte de la carga y, en los últimos estadios de retrabajamiento del material,

mediante canales residuales que transportan los restos acuosos después de la sedimentación de la avenida principal (Colombo, 1980, 1986).

El mayor volumen del depósito lo constituyen las facies de arenas bien seleccionadas que marcan el régimen de alta energía. El origen de las arcillas presentes es, según señala el análisis multivariante, doble; por un lado debido al transporte de la corriente y posterior decantación cuando el flujo desciende, y por otro de origen autigénico, debido a la transformación de las micas en un ambiente encharcado en agua; estas últimas serían relativamente más abundantes que las primeras. Además, el análisis multivariante indica que el desarrollo de paleosuelos vadosos se produce durante los periodos más áridos, que coinciden con la disminución de los desbordamientos.

Las raíces de las plantas absorberían el agua contenida en los sedimentos arenosos, más gruesos y más porosos que los limos y arcillas de la llanura lutítica, y esto produciría la concentración de carbonato, al mismo tiempo que la respiración celular disminuye la presión de CO₂ y favorece la precipitación de carbonato cálcico. El moteado pardo entre sedimentos grisáceos es el resultado de los procesos de hidromorfismo, originados durante periodos de nivel freático alto con mal drenaje y alternancias de periodos de reducción y oxidación.

7.3.4. Depósitos de llanura limosa o fangosa

Descripción:

Está compuesta por las asociaciones Fl, sobre las que se puede formar un paleosuelo. Son más abundantes en la parte oriental del área de estudio, sobre todo hacia el Este y Sur de Castellón y Villarreal, y la parte baja del río Palancia, de forma, que son los depósitos más abundantes en los sondeos. La facies Fl ocupa grandes extensiones y solamente se interrumpe por los paleosuelos que pueden superar los cientos de metros de superficie y potencias en torno a 1 o 2 m con niveles de caliches laminares a techo.

El análisis multivariante (Fig. 7.44), que indica cómo se han asociado los distintos elementos dentro de los limos de ambos sondeos, muestra la relación inversa entre la variable detrítica, constituida por los elementos detríticos (Si, Al, Fe, Ti, K, Mg, P y trazas) y la variable carbonática (Ca y C inorgánico) y salina (S y Sr). Esta componente (Cp1, varianza de 51,1%) señala la sedimentación detrítica como el agente más influyente en la sedimentación. La concentración del carbonato se ve favorecida por la ausencia de sedimentación detrítica y por unas condiciones ambientales áridas, o al menos más secas.

La segunda componente registra la relación inversa entre la variable oxidante (Mn, Na y Ba) y la variable orgánica (C orgánica y S), es decir, la pérdida de la materia orgánica se produce por oxidación y formación de óxidos.

La tercera componente hace referencia a la diferencia entre la variable salina (Sr, S y Mg) frente a la variable orgánica (C orgánica y Na), e indica la abundancia de periodos secos que, además, inhiben la implantación de vegetación.

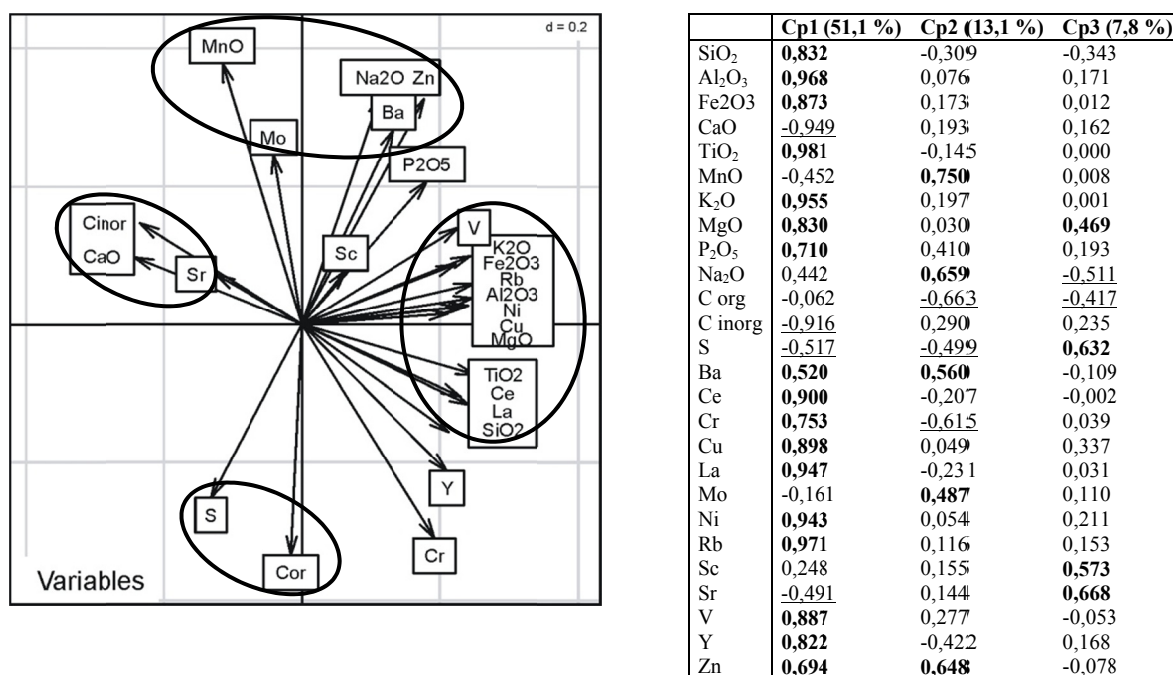


Fig. 7.44.- Análisis de componentes principales. Muestra las componentes de las variables dentro de limos (eje de abscisas = Cp 1; eje de ordenadas = Cp 2) y valores de los elementos dentro de las tres componentes principales.

Interpretación:

Las facies de arcillas y limos constituyen depósitos de llanura de inundación lutítica, o fangosa, que, por su posición y tendencia, indican una deceleración del flujo y el dominio de la decantación (Colombo, 1986; Miall y Jones, 2003). Los suelos incluidos en estas facies, con rizoconcrecciones y caliches laminares, indican periodos largos de escasa o nula sedimentación durante los cuales se produce pedogénesis. El análisis multivariante sugiere que esta calcificación se produce en periodos relativamente áridos, cuando las raíces tienden a buscar el agua capilar cargada en carbonato, por lo que se trata, en su mayoría, de paleosuelos de origen vadoso. Estos periodos con escasa sedimentación favorecen el desarrollo de vegetación que bioturba el sedimento, destruyendo las estructuras tractivas

Los tonos versicolores indican una evolución en condiciones alternantes de oxidación y reducción debidas a repetidas fases de desecación y humedecimiento del sedimento en ambientes mal drenados por fluctuaciones del nivel freático (Freytet y Plaziat, 1982; Wright, 1992; Kraus y Aslan, 1993; Kraus, 2002). El análisis geoquímico indica que, los periodos de oxigenación, degradan la materia orgánica y coinciden con el incremento de la aridez y la desecación del sedimento. Por el contrario, durante los periodos anóxicos, la materia orgánica se conserva y los óxidos de Mn se reducen y son lixiviados, acumulándose en los depósitos más pardos.

Las decoloraciones grises son el resultado del lavado o lixiviado del sedimento, sin necesidad de una transformación mineral (Soil Survey Staff, 1999), y produce un aumento de los minerales de la arcilla que tiende a concentrarse hacia la parte inferior del perfil edáfico.

7.4. MEDIO SEDIMENTARIO

La identificación de los ambientes sedimentarios, el desarrollo de cada uno de ellos y las relaciones laterales y verticales permiten reconstruir el modelo sedimentario y la evolución de la sedimentación durante el final del Pleistoceno.

Las llanuras de Sagunto y Castellón, están constituidas por abanicos aluviales extensos con pequeños conos de deyección laterales entre los relieves mesozoicos y los propios abanicos.

7.4.1. Abanico aluvial

Los abanicos aluviales forman la mayor parte de los depósitos de las llanuras costeras. Están formados por los depósitos de *debris flow*, rellenos de canales, mantos de arroyadas y llanura lutítica, que se distribuyen lateralmente en tres secuencias tipo con una zonación más o menos radial, que no tienen porque ajustarse exactamente en todos los casos, ni en número, ni en el espesor de las facies (Fig. 7.45). Donde mejor hemos podido reconocer estas secuencias, y su distribución, es en el abanico aluvial de Castellón y, parcialmente, en el Veo y Palancia.

La primera de las “secuencias tipo” (apilamiento de una o varias asociaciones de facies o secuencias elementales) es muy frecuente, y suele aparecer repitiéndose en la vertical, desde la salida del río Mijares en la llanura de Castellón hasta aproximadamente la ciudad de Castellón, también entre la salida del río Belcaire de los relieves mesozoicos y el pueblo de Nules, y en casi todos los taludes excavados por el río Palancia hasta el puente de la carretera CV- 320. La secuencia está formada principalmente por depósitos de canales de baja sinuosidad encajados en depósitos de llanura lutítica de escasa potencia (Fig. 7.45a). La tendencia del conjunto es granodecreciente, aunque normalmente el paso a los limos rojos es brusco; en ocasiones pueden intercalar niveles arenosos. Forma una sucesión de cuerpos canalizados amalgamados y coalescentes con abundantes cicatrices de erosión (Fig. 7.46). También puntualmente, en la base de la secuencia o intercalada puede presentar depósitos de flujo en masa.

La segunda “secuencia tipo” (Fig. 7.45b) muestra un mayor espesor de los depósitos de llanura de inundación lutítica y mantos de arroyada, entre los que pueden aparecer paleosuelos. La secuencia está constituida a base por depósitos arenosos con laminación y base conglomerática. También se reconocen depósitos de relleno de canal, predominantemente carga de fondo, aunque su potencia es menor que los encontrados en la primera secuencia y, en su mayoría, exhiben formas lenticulares y aparecen aislados en el seno de las lutitas (Fig. 7.47). Normalmente, son abundantes los caliches relacionados tanto con paleosuelos freáticos como vadosos (Fig. 7.48). Constituye la secuencia característica de los sondeos de Nules, Puerto de Sagunto y desembocadura del Mijares y, en general, es la más abundante de las zonas bajas de la llanura costera, sobre todo en el entorno de Nules, Almenara, Canet de Berenguer, Chilches, Burriana y Benicasim.

En la tercera “secuencia tipo” (Fig. 7.45c) predominan de los depósitos de llanura lutítica formados por intercalaciones de limos y arcillas (Fig. 7.49) y son cuantiosos los depósitos de arroyada. Respecto a las otras dos secuencias tipo, aumenta el número de paleosuelos intercalados entre los limos rojos y su espesor es mayor. Se sitúa en la parte más oriental del área de estudio, constituyendo los principales depósitos del sondeo de Almenara.

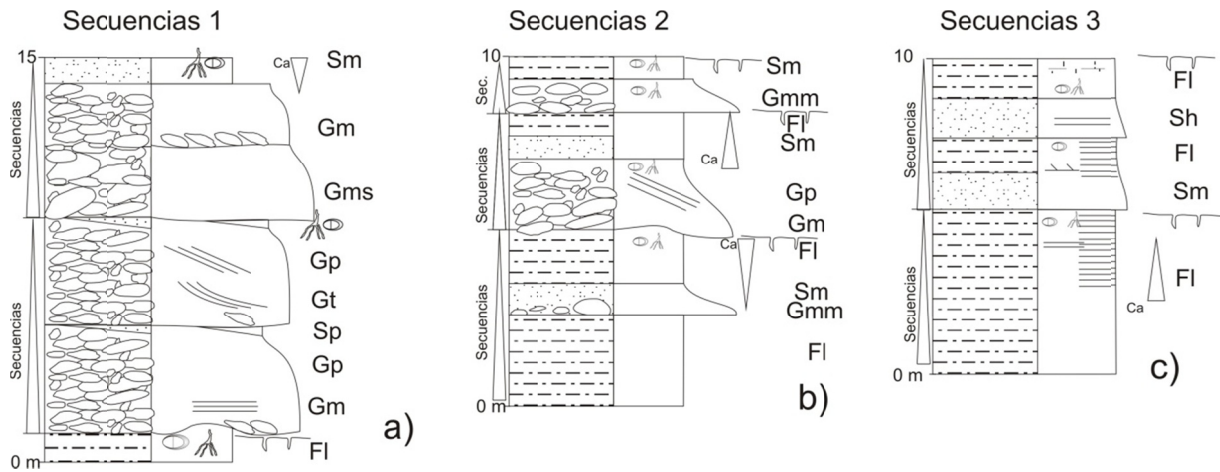


Figura 7.45.- Secuencias tipo reconocidas a lo largo de los abanicos aluviales de las llanuras costeras de Castellón y Sagunto.

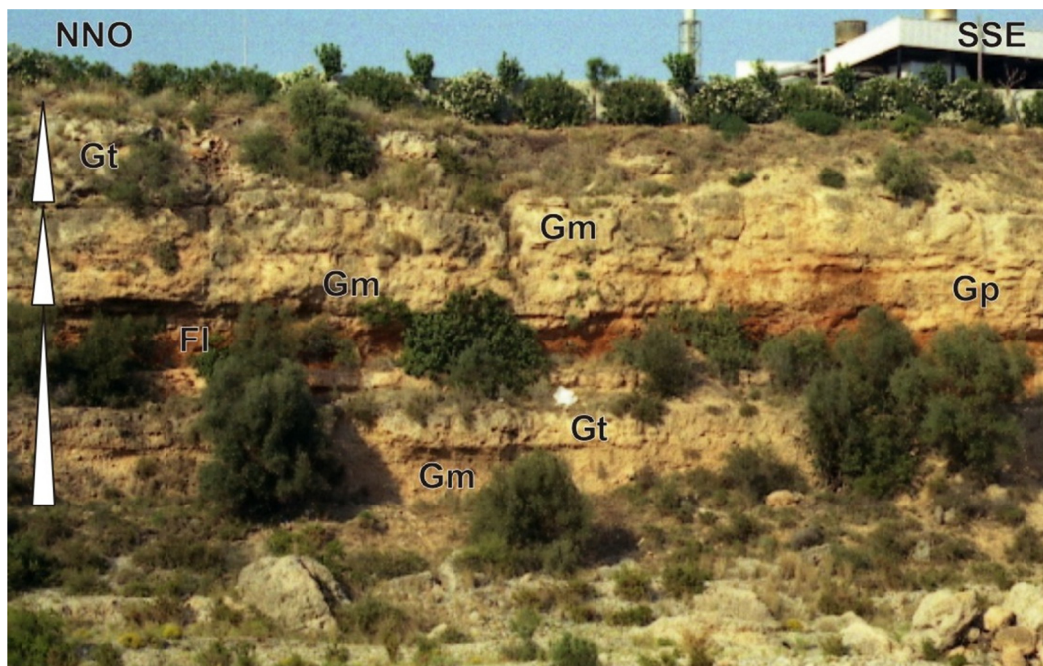


Figura 7.46.- Sección longitudinal de la sucesión en la Rambla de la Viuda, constituida fundamentalmente por la repetición de secuencias 1, formada por depósitos de canal y llanura de inundación. Clave de las facies según las siglas de Miall (1978). Rambla de la Viuda junto al viaducto de la AP-7.



Figura 7.47.- Repetición en la vertical de secuencias 2 constituidas por canales conglomeráticos con limos rojos y desarrollo de paleosuelos. Vertedero de Nules. Escala: coche.

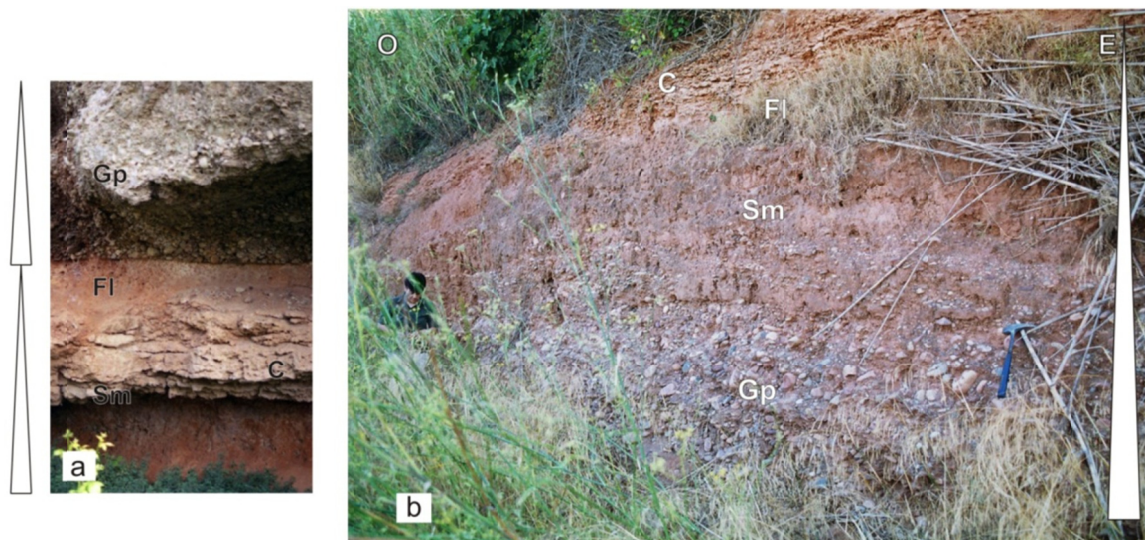


Fig. 7.48.- a) Paleosuelo de origen freático sobre el que se dispone un canal, secuencias 2 Río Mijares junto a la presa del pantano de Santa Quitéria. b) Paleosuelo desarrollado en la zona vadosa sobre una secuencia tipo 2 constituida por conglomerados con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, arenas y limos rojos afectados por un paleosuelo con un caliche a techo de la secuencia (C). Gravera de Nules junto a la gasolinera de la AP-7.

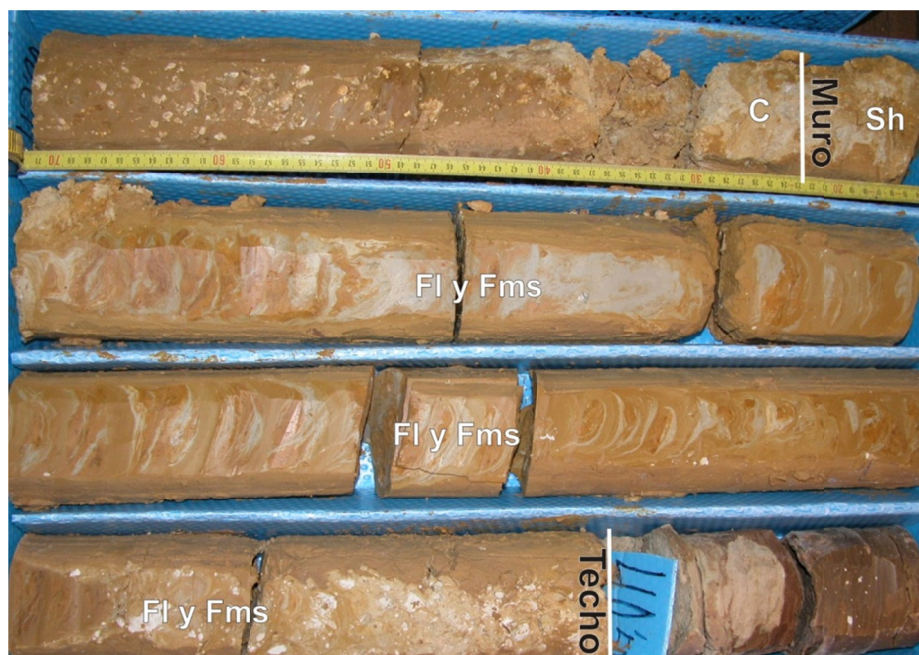


Figura 7.49.- Secuencia 3 constituida en la base por arenas finas que pasan a una alternancia de limos y arcillas con concreciones carbonatadas hacia el techo. Profundidad entre 42,40 y 40,50 m del sondeo de Almenara.

Interpretación:

La facies y las asociaciones de facies muestran que el mecanismo de transporte más generalizado es eminentemente acuoso, pudiéndose interpretar que el relleno pleistoceno se debe a ríos de grandes dimensiones y con gran cantidad de carga tractiva. Pero siguiendo los criterios de Blair y McPherson (1994), en los que se aúnan la distribución de las facies con los criterios geomorfológicos, el relleno principal de las llanuras costeras se produjo a partir de varios abanicos aluviales de baja pendiente coalescentes. Los criterios geomorfológicos señalan que el origen aluvial viene determinado por las morfologías cónicas en planta (Fig. 7.50), con perfiles transversales marcadamente convexos, y con perfiles radiales cóncavos, situándose los cauces principales en la parte más alta. Los perfiles radiales cóncavos son los más difíciles de reconocer puesto que la parte más baja de los abanicos, o pie del abanico, sirven de sustrato a los depósitos holocenos que enmascaran ligeramente la morfología de estos.

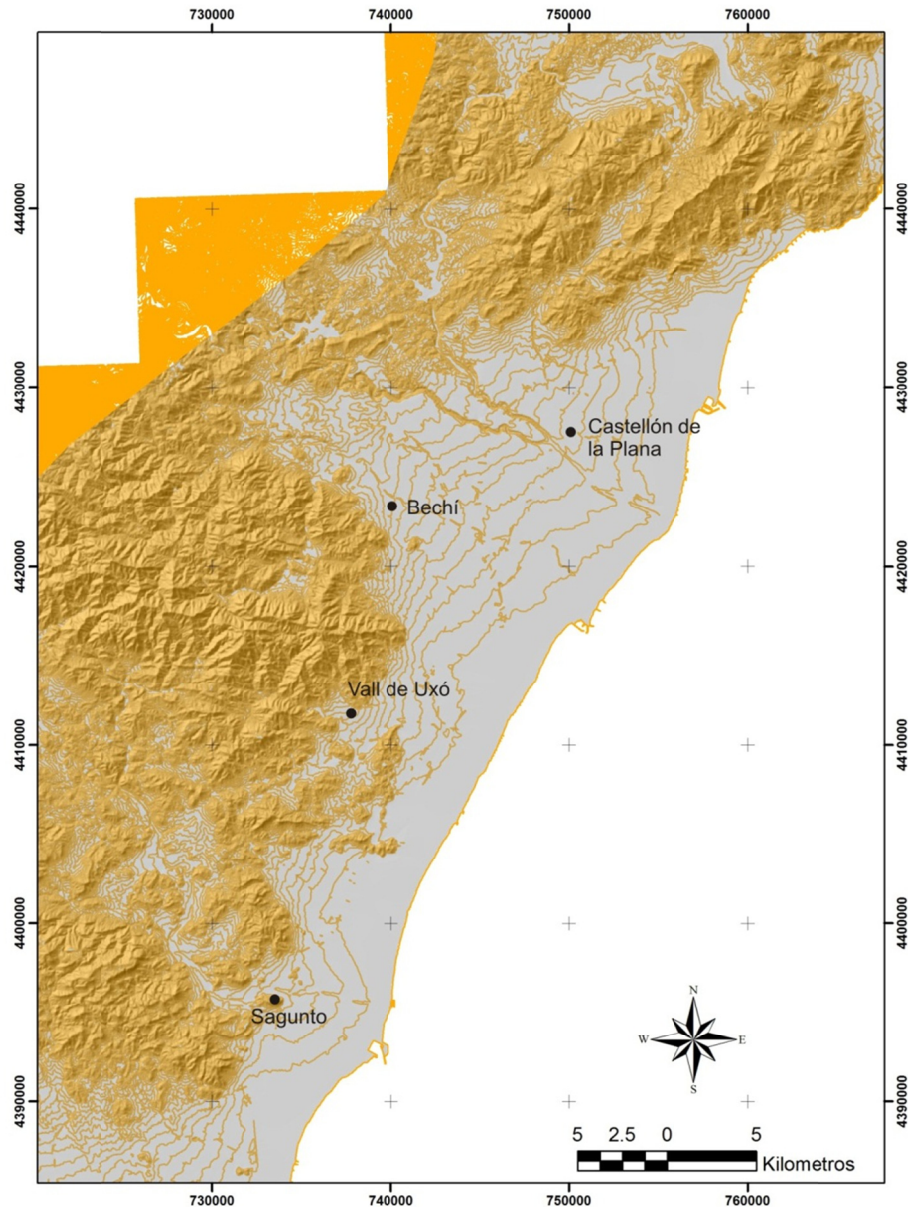


Figura 7.50.- Topografía del área de estudio donde las curvas de nivel (equidistancia de 10 m) muestran la forma cónica de los abanicos aluviales de Castellón, Veo (Seco de Bechí), Vall de Uxó y Sagunto.

Utilizando la nomenclatura y clasificación de abanicos revisada por Colombo (2012), se trata de abanicos aluviales de alta eficacia de transporte (AET), puesto que están constituidos predominantemente por facies terrígenas transportadas y depositadas por corrientes acuosas tractivas. Como en otros abanicos de este tipo (Cabrera y Colombo, 1986; Balaña *et al.*, 2007; Barsó y Ramos, 2007; Yuste *et al.*, 2004), la procedencia de los clastos y sus características permiten deducir la existencia de áreas fuentes alejadas de las cabeceras de los abanicos aluviales. Los abanicos tienen gran extensión, aunque no son tan grandes como otros ejemplos de literatura (Colombo, 1980; Cabrera y Colombo, 1986; Colombo, 1986), y muestran además una cabecera pequeña; un cuerpo de abanico bien desarrollado; así como un pie de abanico también muy bien desarrollado, sintiéndose su influencia sedimentaria en áreas alejadas (Fig. 7.51).

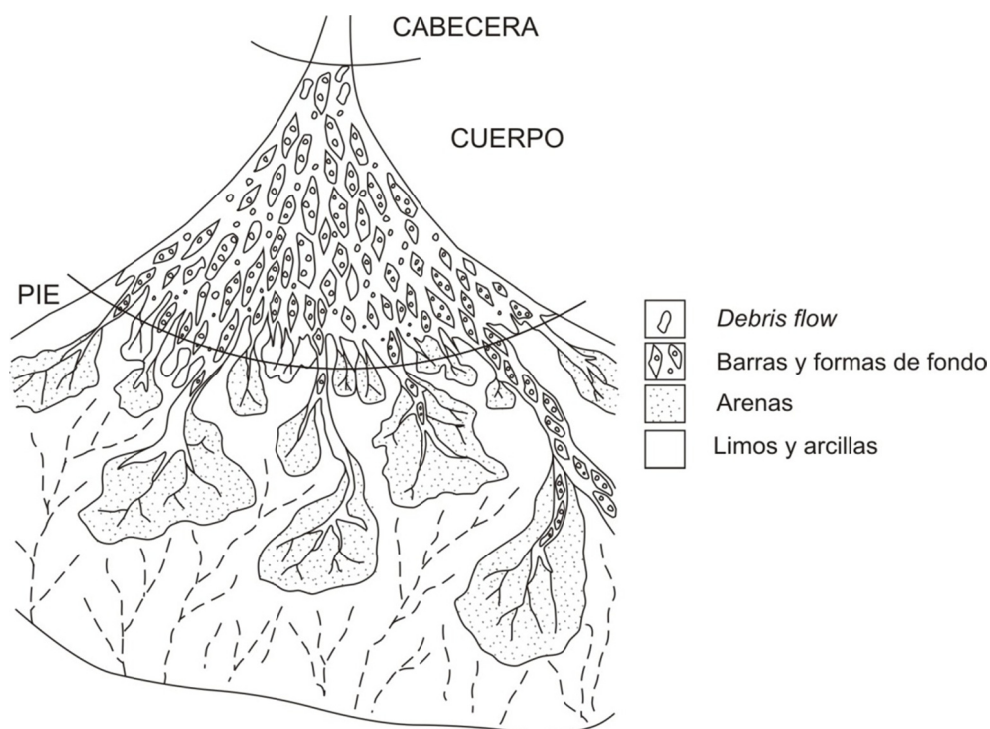


Figura 7.51.- Esquema conceptual de zonación de un abanico de alta eficacia de transporte con extensión radial máxima de unas pocas decenas de kilómetros (modificado de Colombo 1980, 2012).

Las clastos de grano grueso de los cauces presentan formas normalmente redondeadas con buena selección y en estructuras tractivas; domina la influencia del río con un alto grado de evolución, por lo que permite deducir que provienen de una red hidrográfica bien establecida que está encajada en el relieve montañosos. Dicha red llega a la zona de ruptura de pendiente, surge del macizo y se expande, por lo que se pasa de unas condiciones de alto régimen de flujo a condiciones de menor régimen de flujo con la consiguiente pérdida de capacidad portante, lo que se traduce en la sedimentación de las granulometrías más gruesas. Según esta interpretación, de los tres sectores que se observan en un abanico aluvial, cabecera, cuerpo y pie del abanico (McGowen y Groat, 1971; Colombo, 1980, 2012); prácticamente sólo reconocemos la parte baja del cuerpo y el pie, mientras que, la cabecera donde se depositan las asociaciones de flujos masivos, queda muy restringida a la zonas apicales de los abanicos de Sagunto, Castellón, Veo y Vall de Uxó.

El cuerpo del abanico estaría caracterizado por los materiales de granulometría gruesa, que corresponden a los ríos tipo trenzado o *braided*, mientras que, en el pie de los abanicos se encuentran las facies más finas. Esta distribución explicaría el bajo gradiente, inferior a 3° en la zona apical e incluso menor de 1° en la zona del pie.

Las tres secuencias tipo descritas (Fig. 7.45) caracterizan estas dos zonas, aunque la evolución propia del abanico puede, en momentos determinados, desarrollar más las zonas de cabecera y/o cuerpo superior.

La escasez de facies detríticas finas en el relleno de los cauces y el predominio de los grandes bancos conglomeráticos con estructuras internas producidas por corrientes tractivas parecen indicar que el régimen del flujo fue alto. También es frecuente como propone Colombo (1980, 1986, 2012) que, en regímenes de corrientes acuosas tractivas muy energéticas, se encuentren depósitos densos y arroyadas relleno cauces excavados previamente por corrientes tractivas con capacidad erosiva, que corresponden a depósitos de arroyadas confinadas (*stream flood deposits*) con una sección más o

menos lenticular (canaliforme), (Fig. 7.51). Colombo (2012) propone que la mayoría de estos depósitos se producen por un único episodio, o muy pocos, y que son producidos por avenidas de gran intensidad y corta duración generadas por violentas tormentas. Si, además, tenemos en cuenta la baja pendiente del abanico y las numerosas superficies de reactivación parece que el sistema no tenía un régimen constante y, por tanto, estaría controlado por precipitaciones esporádicas intensas, durante un periodo más o menos corto, y periodos de fuerte estiaje, lo que apunta hacia una estacionalidad climática. Esto mismo se observa en las zonas distales, donde los periodos húmedos se caracterizan por la entrada de aportes siliclásticos y conservación de la materia orgánica por rápido enterramiento, mientras que los periodos áridos se caracterizan por la formación de paleosuelos carbonatados. Todo ello parece señalar un clima estacional, quizás semiárido, con suaves variaciones, sobre todo a techo del Pleistoceno.

La superposición de los cuerpos canalizados, observada en los cortes de los valles encajados, permite interpretar que el nivel de base de los abanicos aluviales fue muy constante durante la formación de las “secuencias tipo”. Así, las migraciones laterales de los canales se producen principalmente por factores autocíclicos. Durante estos periodos de nivel de base estable, o en ligero ascenso, el espacio de acomodación necesario para la migración lateral y vertical de los canales es muy limitado, por ello los depósitos de canal se encajan unos en otros (Fig. 7.51a). Se puede interpretar que las “secuencias tipo” se forman durante periodos de nivel del mar alto, HST (*High system tract*), teniendo en cuenta que el nivel del mar es el nivel de referencia local.

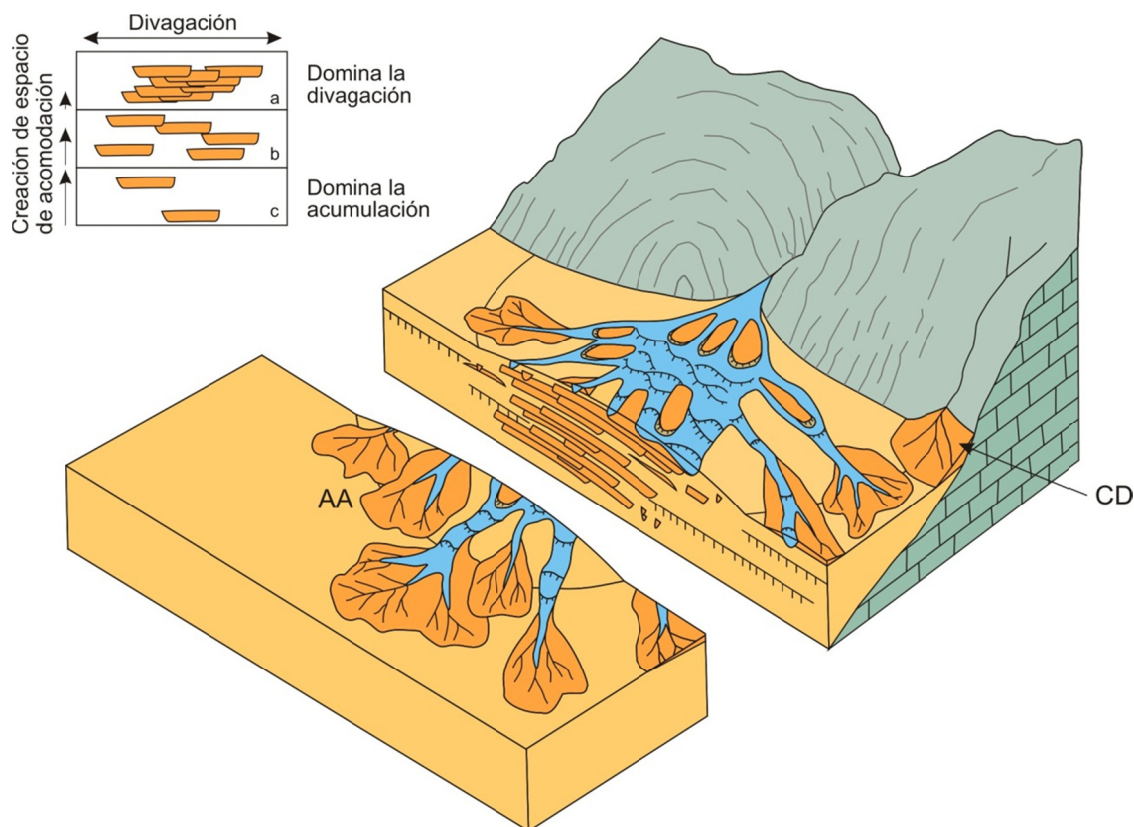


Figura 7.51.- Modelo sedimentario de la llanura costera de Castellón para el Pleistoceno superior. Esquema conceptual de un abanico aluvial (AA) que se desarrolla a la salida de un río, con una red hidrográfica bien establecida y encajada en los relieves mesozoicos, y de un cono de deyección (CD) que circunda a los relieves mesozoicos con una red hidrográfica todavía incipiente. Relación entre la velocidad de creación de espacio de acomodación y la arquitectura de los canales.

En contra de lo propuesto por otros autores (Goy 1978; López-Buendía, 1995), el relleno de las llanuras costeras de Castellón y Sagunto no estaría formado por la parte continental de abanicos deltaicos, sino que se trata de abanicos aluviales que van a parar en una llanura aluvial, con algún rasgo fluvial (Fig. 7.51). De forma que, si existieron estos abanicos deltaicos, debieron situarse en zonas mucho más orientales, en lo que hoy en día es plataforma marina. Es decir, los depósitos estudiados conforman la zona de transición entre las áreas montañosas de la Cordillera Ibérica y un área con poco relieve y rasgos claramente continentales, que quizás pudieran pasar lateralmente a deltas o plataformas marinas siliciclásticas hacia el Este.

7.4.2. Conos de deyección

Los conos de deyección se han distinguido como un medio sedimentario diferente de los extensos abanicos aluviales, aunque se trate de un término geomorfológico, porque se componen únicamente por depósitos de flujo turbulento, se distribuyen bordeando los relieves mesozoicos (reconocible a partir de la fotografía aérea) y tienen forma de pequeños abanicos aluviales, con pendiente convexa superior a los 10° . Estos pequeños conos se interrelacionan con los abanicos aluviales, de forma que sus depósitos pueden interdigitarse lateralmente con los de diferentes partes de los abanicos aluviales, desde los canales hasta la llanura de inundación limosa.

La fuerte antropización, puesto que normalmente son zonas de cultivos, puede suavizar las formas (Fig. 7.52). Los conos de deyección están tan próximos que muchos son coalescentes y forman una orla alrededor de los relieves mesozoicos, en un contacto discordante.

Al contrario que los abanicos aluviales, los conos de deyección rara vez superan el kilómetro de extensión y tienen una red hidrográfica muy incipiente, con un menor encajamiento de los cauces, arroyos y barrancos de escasa longitud y sin apenas cuenca de recepción.



Figura 7.52.- Cultivos sobre un cono de deyección con una pendiente aproximada de 10° . Plana de Maresme desde el camino Tres Barrancos (Sagunto).

La sedimentación torrencial parece señalar que se produce por avenidas abundantes y esporádicas, características de climas áridos con precipitaciones puntuales intensas, de forma que la vegetación no debió ser muy abundante. Durante los periodos sin precipitaciones, o con lluvias suaves, se producen las cementaciones tempranas de los depósitos. Cuando estos periodos se alargaban en el tiempo, podían vegetarse y llegar a formar suelos carbonáticos más o menos desarrollados, cubiertos por los depósitos de la siguiente avenida.

7.5. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

La escasez de cortes, y la imposibilidad de hacer una correlación entre ellos, dificulta el análisis de la evolución sedimentaria del conjunto de los depósitos pleistocenos, más aún cuando se trata de medios de sedimentación donde los procesos autocíclicos son muy activos. Incluso así, se pueden analizar algunos aspectos apoyados en las dataciones obtenidas de ^{14}C y OSL.

La mejor exposición y más continua sección de los abanicos está en la parte media de los cortes de la Rambla de la Viuda y río Mijares, donde se distinguen al menos tres grandes repeticiones de las “secuencias tipo” limitadas por paleosuelos a techo (Fig. 7.53) o por depósitos de llanura lutítica con paleosuelos (Fig. 7.54). Cada una de estas secuencias está compuesta por la superposición de cuerpos canalizados, lo que indica que durante la formación de la secuencia el nivel de base del abanico aluvial fue muy constante, aunque en ligero ascenso, permitiendo que se creara el suficiente espacio de acomodación para que los canales se encajen unos sobre otros y no estén aislados.

La tendencia entre las tres secuencias es muy constante, manteniendo las potencias de los canales y los tamaños de los clastos muy similares entre sí; únicamente hay una disminución de la potencia de las secuencias de base a techo de la serie (Fig. 7.53). Esto sugiere una tendencia agradante para todo el conjunto. Únicamente la última de las secuencias presenta a techo, en ambos cortes, la superposición de depósitos de avenidas torrenciales (*debris flow*), correspondientes a la progradación final. Dicha tendencia indica que el nivel de base se mantiene constante en el tiempo al menos hasta la progradación, que señala una caída del nivel de base de los abanicos aluviales o un fuerte incremento de las precipitaciones.

De las tres secuencias definidas sólo se han podido datar las dos más recientes. La secuencia intermedia se ha datado en $98,8 \pm 10,1$ ka a partir de una única muestra de OSL, y por tanto, puede generar alguna incertidumbre sobre su validez, aunque atendiendo al contexto cronoestratigráfico general se ajusta perfectamente. Esta muestra se obtuvo en la parte intermedia de la secuencia, en una intercalación de arenas con estratificación cruzada planar (Sp) entre conglomerados de cantos con estratificación cruzada planar (Gp), (Fig. 7.55, fotografía a). La secuencia tiene una potencia entre 5 y 8 m y acaba en un nivel de limos y arenas fuertemente cementado con rizoconcrecciones que, lateralmente, pasa a un nivel arenoso de aproximadamente 80 cm de potencia, con abundantes concrecciones de carbonato y que, hacia techo, tiene un caliche parcialmente erosionado por un nuevo relleno conglomerático con estratificación cruzada planar (Gp), (Fig 7.55, fotografía b) de la secuencia siguiente. Está es fundamentalmente conglomerática (Gm y Gp), con un espesor en esta zona de entre 2 a 5 m y en la parte superior acaba con un *debris flow* (Gms) sobre el que hay un pequeño caliche con huellas de karstificación (Fig 7.55, fotografía c).



Figura 7.53.- Secuencias en la parte alta de la Rambla de la Viuda entre los viaductos de la AP-7 y CV-10. Notese la disminución de espesor de las secuencias hacia arriba.

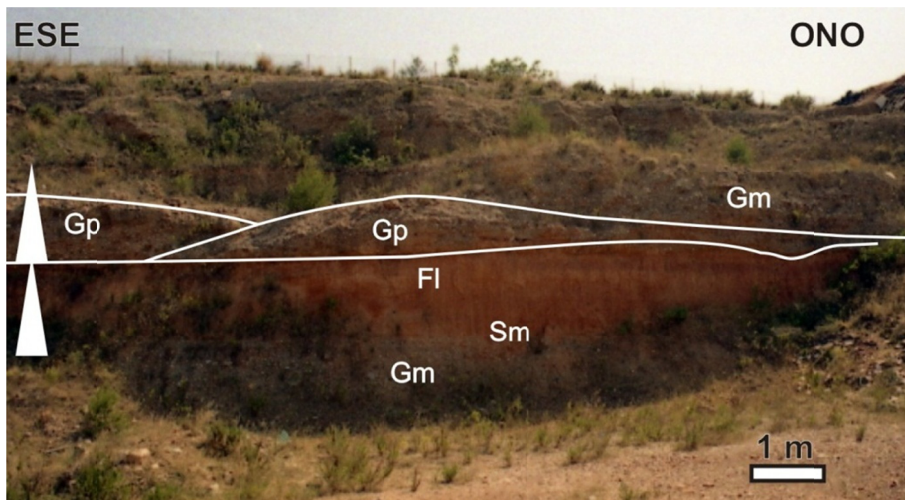


Figura 7.54.- Secuencia de relleno de canal que pasa a llanura lutítica con desarrollo de un paleosuelo a techo, que es parcialmente erosionado por la secuencia superior constituida por facies de relleno de canal (Secuencia longitudinal a la dirección del flujo principal). El paleosuelo limita las secuencias inferior e intermedia. Rambla de la Viuda junto al polígono de La Rambla (Almazora).

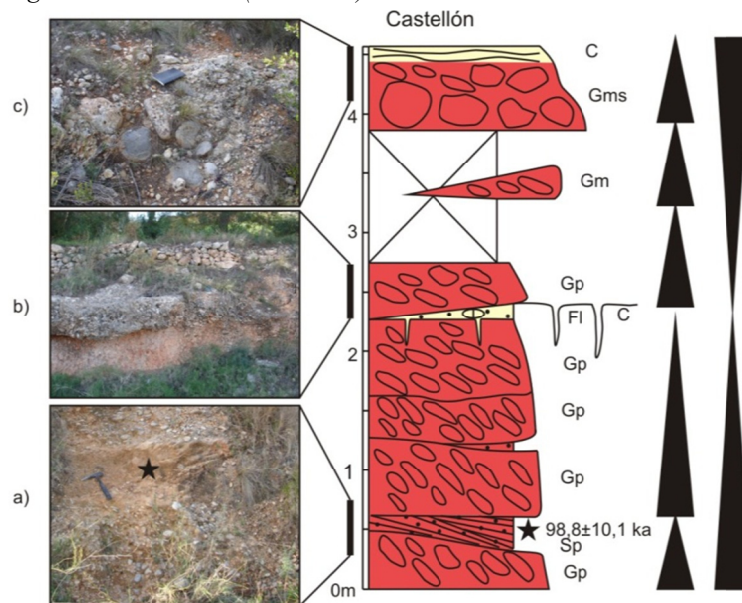


Figura 7.55.- Columna estratigráfica en el corte de la Rambla de la Viuda donde se tomó la muestra Castellón-1 para la datación por OSL.

La última de las secuencias se ha datado tanto en varios afloramientos de superficie mediante OSL (Fig. 7.56) como en los sondeos a partir de ^{14}C (Fig. 7.57), obteniendo una edad de inicio superior a los 60 ka, mientras el final de la secuencia se data en torno a los 22 ka. En un intento de correlacionar secuencias en la vertical entre distintas partes de los abanicos, a partir de los paleosuelos, se muestreo para dataciones de U/Th y ^{14}C de los caliches pero no se obtuvieron datos fiables. La elevada cantidad de material detrítico y la contaminación de carbonato de distintas fuentes impidieron obtener una edad correcta para los caliches.

En general, esta secuencia está compuesta de secuencias elementales negativas (Figs. 7.56 y 7.57) y tiene una tendencia predominantemente agradante hasta los últimos metros (dependiendo de su posición relativa en el abanico), en los que se produce una progradación reconocida por el incremento del tamaño de grano de los depósitos e, incluso, en el sondeo de Almenara, por la superposición de un canal (21,8-20,5 m) sobre la llanura lutítica, al igual que se observa la progradación de los depósitos de *debris flow* sobre los canales en los cortes del río Mijares y Rambla de la Viuda (Fig. 7.55c).

En el caso particular del sondeo de Nules se observa una interrupción en esta tendencia por la intercalación entre los 14 y 11 m de depósitos de *debris flow* sobre depósitos de llanura de inundación lutítica (Fig. 7.57). Esta progradación rápida y posterior vuelta a unas condiciones anteriores parece indicar un evento rápido y local en el descenso del nivel de base del abanico aluvial o una avenida catastrófica que hizo avanzar mucho los depósitos de las zonas más distales. El área de Nules tiene la particularidad de encontrarse entre los abanicos aluviales del Belcaire y Veo, mostrando la cartografía del primero de ellos, al menos, dos fases de crecimiento.

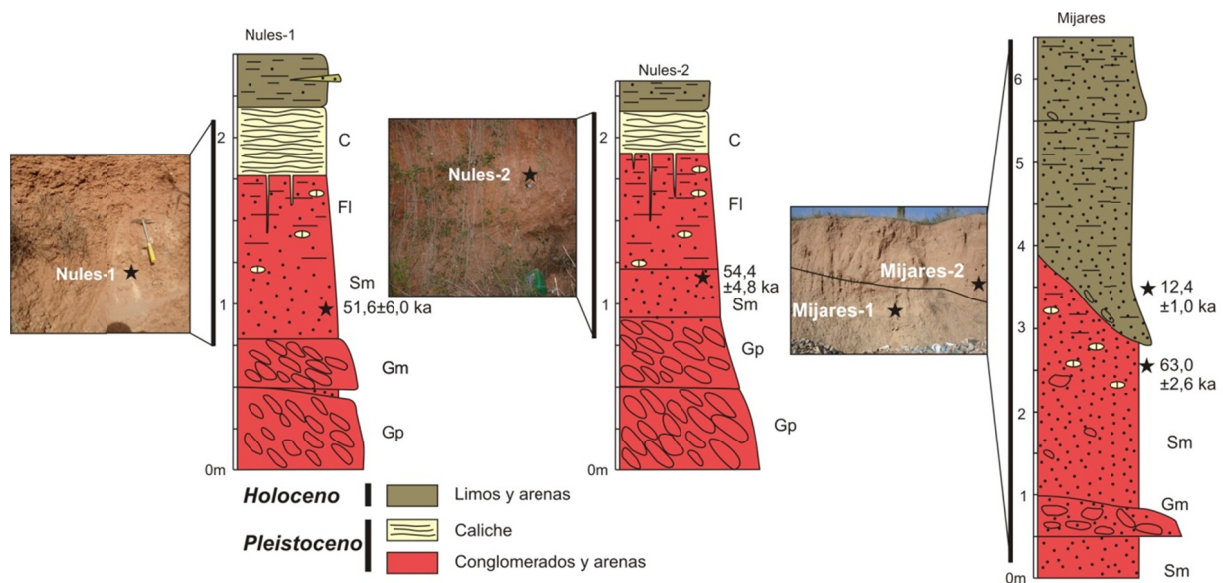


Figura 7.56.- Columnas estratigráficas del techo del Pleistoceno en las que se tomaron las muestras para datación por OSL.

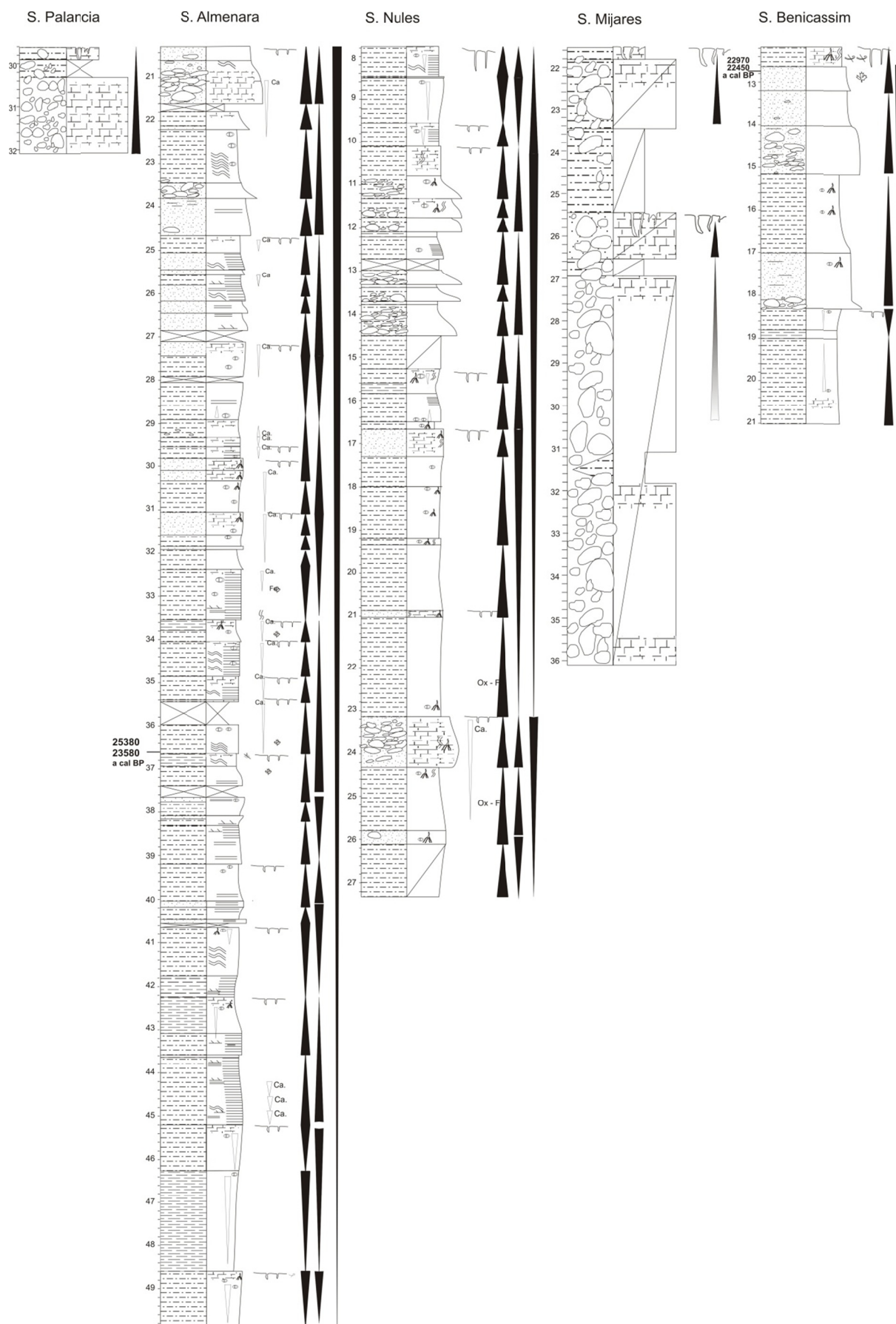


Figura 7.57.- Tendencias de las secuencias elementales, de su agrupación en secuencias tipo y la última secuencia de los depósitos pleistocenos de los sondeos Palancia, Almenara, Nules, Mijares y Benicassim

Para establecer la arquitectura estratigráfica de los abanicos aluviales continentales se han consultado e interpretado 20 perfiles sísmicos de la plataforma marina utilizando los criterios de interpretación de Hernández-Molina *et al.* (2002), distinguiéndose las principales discontinuidades desde el Messiniense hasta la actualidad.

La morfología sigmoidal de los paquetes desde el límite MPR (*Mid-Pleistocene Regional Discontinuity*, límite entre el Pleistoceno inferior y medio), indica un conjunto progradante en el borde de la plataforma continental. Dentro de este conjunto, que representa los últimos 900 ka (en color ocre en las figuras 7.58. y 7.59), se distinguen ciclos menores que sugieren pequeñas variaciones del nivel del mar equivalentes a los ciclos de 4º orden de 100 ka años descritos por Hernández-Molina *et al.* (2002) para el Sur de la Península Ibérica. En la parte proximal, donde se localizan los depósitos aluviales descritos en este trabajo, el espacio de acomodación que se creó durante este tiempo fue muy pequeño, por lo que los sistemas aluviales fueron encajándose unos en otros, dominando los procesos autocíclicos, como ya se comentó en el epígrafe anterior.

En resumen, el estudio se centra en el último ciclo glacio-eustático de 4º orden, que se caracteriza, en los depósitos aluviales, por una tendencia agradante, mientras en el borde de la plataforma marina es progradante, lo que significa que el espacio de acomodación se generó debido al ascenso lento del nivel de base y estuvo acompañado de un aporte sedimentario abundante; con una configuración característica de un cortejo sedimentario del nivel del mar alto (HST). Según Wright y Marriott (1993), durante los periodos de nivel del mar alto, la arquitectura estratigráfica de los abanicos aluviales tiende a caracterizarse por el solapamiento de canales, con abundantes migraciones laterales de estos y desarrollo de numerosos paleosuelos pedogénicos, precisamente porque se genera poco espacio de acomodación y sube el nivel freático (Fig. 7.60).

Dentro del cortejo sedimentario de nivel del mar alto, se producen pequeños ciclos menores, que están representados por, al menos, dos secuencias que equivalen a pequeñas variaciones en el nivel de base (ciclos de 5º orden), con suaves descensos y ascensos dentro de una tendencia general de ascenso lento del nivel relativo del mar. La diferencia de potencia entre las secuencias indica que la creación del espacio de acomodación es progresivamente menor y tiende a estabilizarse. Sólo hacia el techo de la serie se reconoce la progradación de los ambientes aluviales hacia zonas orientales, posiblemente como respuesta al inicio de un descenso rápido del nivel de base de los abanicos.

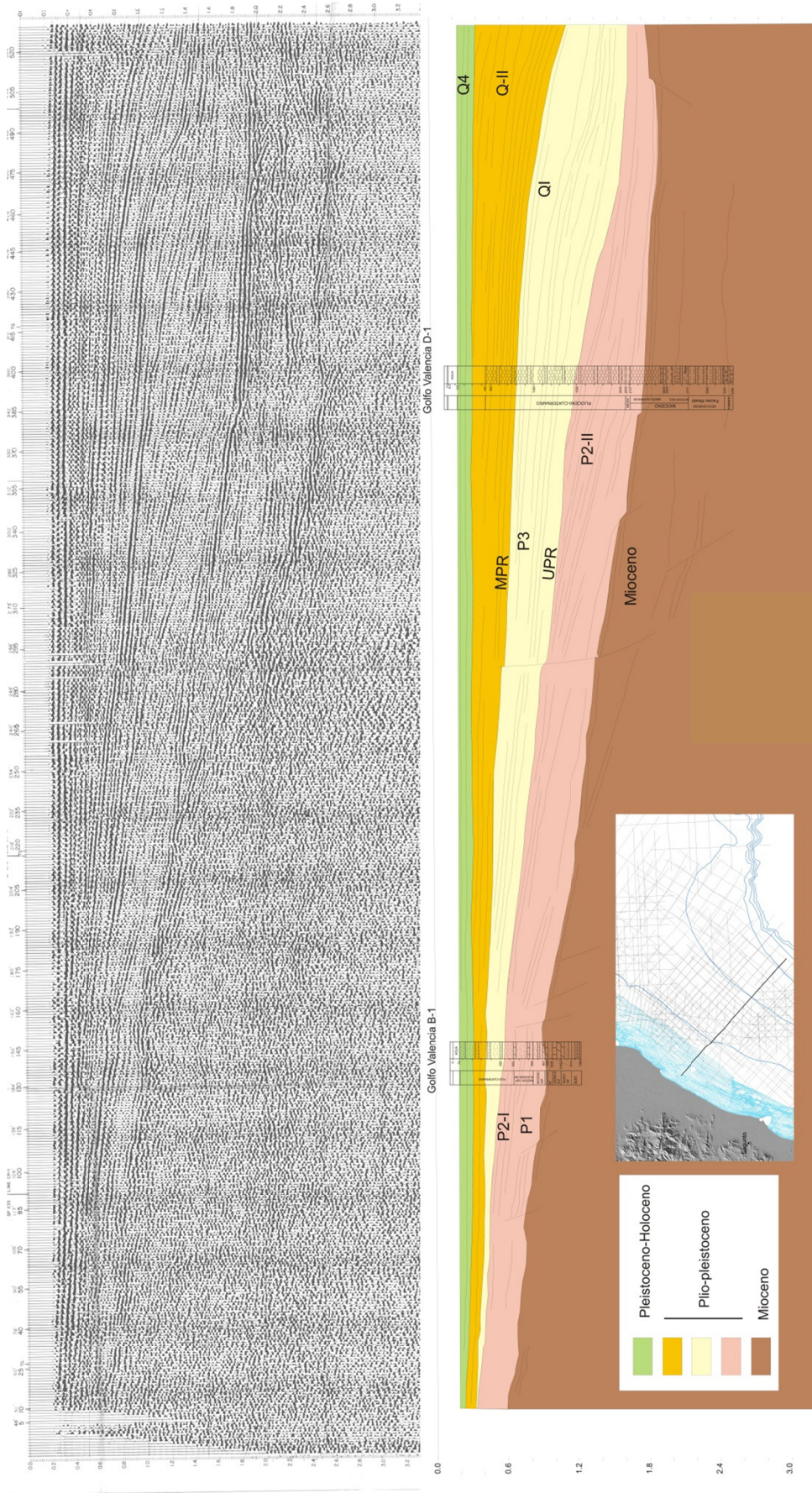


Figura 7.58.- Línea CR-10 entre los abanicos aluviales del río Vero y del río Belcaire e interpretación (abajo) con los distintos cuerpos que se distinguen desde el Messiniense hasta la actualidad a partir de las discontinuidades mayores según los criterios de Hernández-Molina et al. (2002). P1 (Plioceno) con tendencia agradante, sobre el que se superponen P2-I y P2-II con tendencia progradante. La discontinuidad UPR (Upper Pliocene Regional discontinuity) constituye el límite Plioceno-Cuaternario y presenta rasgos erosivos. P3 base del Pleistoceno, presenta una tendencia marcadamente progradante y Q-I, Pleistoceno inferior, la progradación es más suave con importante agradación hacia el continente. La discontinuidad MPR (Mid-Pleistocene Regional Discontinuity) tiene rasgos erosivos. Q-II, equivalente del Pleistoceno medio-superior, tiene tendencia progradante con secuencias internas con ciclos de 100 ka (Hernández-Molina et al., 2002; Lobo et al., 2014). En verde, los reflectores no procesados.



Figura 7.59.- Línea CR-6 frente al abanico aluvial de Castellón y unidades sísmicas diferenciadas desde el Messiniense hasta la actualidad con las discontinuidades mayores según los criterios de Hernández-Molina et al (2002). P1(Plioceno), con tendencia agradante, sobre el que se superponen P2-I y P2-II con tendencia progradante. La discontinuidad UPR (Upper Pliocene Regional discontinuity) constituye el límite Plioceno-Cuaternario y tiene rasgos erosivos. P3 base del Pleistoceno presenta una tendencia marcadamente progradante y Q-I, Pleistoceno inferior, la progradación es más suave con agradación hacia el continente. La discontinuidad MPR (Mid-Pleistocene Regional Discontinuity) tiene rasgos erosivos. Q-II, equivalente del Pleistoceno medio-superior tiene tendencia progradante con secuencias internas con ciclos de 100 ka (Hernández-Molina et al., 2002; Lobo et al., 2014). En verde, los reflectores no procesados.

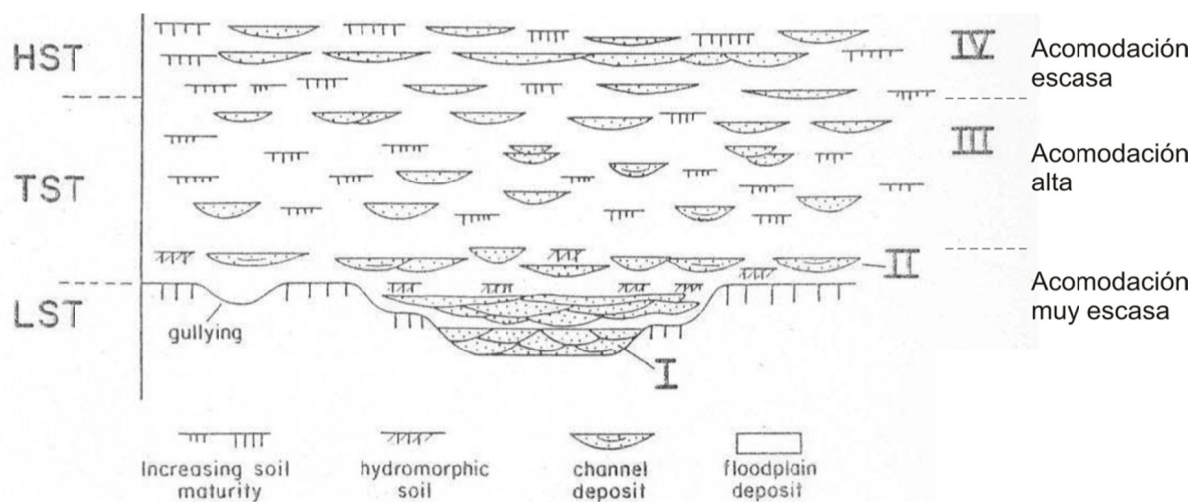


Figura 7.60.- Relación entre los depósitos aluviales y los cortejos sedimentarios según la estratigrafía secuencial (modificado de Wright y Marriott, 1993).



CAPÍTULO 8. UNIDAD ALIOESTRATIGRÁFICA HOLOCENA

CAPITULO 8. UNIDAD ALOESTRATIGRÁFICA HOLOCENA

La descripción e interpretación de las facies de los depósitos holocenos se realizará atendiendo a los mismos criterios utilizados para los depósitos Pleistocenos, con la salvedad de presentar el análisis de los datos geoquímicos en cada una de las facies. El principal motivo de este cambio es que la información geoquímica permite precisar los procesos ambientales implicados en su desarrollo. Es decir, las facies que se describen en este capítulo se han individualizado/definido a partir de su composición litológica, mineralógica y geoquímica, considerando además su fauna y estructuras sedimentarias.

En general, los depósitos holocenos registran ambientes marinos de transición, aluvial y lacustres.

8.1. FACIES

Las facies que se describen en este apartado son de naturaleza siliclástica, carbonática y orgánica, de forma que para su denominación se han adaptado las siglas de facies fluviales propuesto por Miall (1978), (Tabla 8.1). En el caso de las facies lacustres se han nominado, en función de su composición, utilizando los parámetros expuestos por Murphy y Wilkinson (1980), Treese y Wilkinson (1982), Dean (1981), Freytet y Plaziat (1982) y Dean y Fouch (1983).

Facies	Descripción	Interpretación
Gms	Brechas masivas matriz soportadas	<i>Debris flow</i>
Gmm	Brechas masivas grano soportadas	<i>Debris flow</i>
Gm	Conglomerados masivos o con estratificación horizontal difusa	Agradación vertical de barras
Gp	Gravas con estratificación cruzada planar	Migración de <i>megaripples</i> o barras de cresta recta
Sh	Arenas masivas o laminadas	Sedimentación por rápida deceleración de corrientes confinadas
Fr	Limos pardos con cantos	Sedimentación por rápida deceleración de corrientes no confinadas
Fl	Limos con cantos angulosos	Sedimentación por rápida deceleración de corrientes no confinadas
Cr	Calizas brechoides	Precipitación palustre
Fcf	Arcillas	Decantación
Fv	Limos arcillosos con <i>Cerastoderma glaucum</i>	Decantación en <i>lagoon</i>
Sl	Arenas grises	Cordón litoral (<i>washover fan</i>)
Sb	Arenas con bioclastos	Playas (<i>foreshore</i> y <i>backshore</i>)
Sm	Arenas masivas	Barra submarina (<i>shoreface</i>)
M	Margas (fango calcáreo)	Decantación lacustre
Ch	Caráceas	Acumulación subacuática de caráceas
T	Turbas	Acumulación de materia orgánica vegetal en condiciones reductoras (subacuática)

Tabla 8.1.- Terminología adoptada en este capítulo para la descripción de facies (adaptada de Miall, 1978; Dean y Fouch, 1983; con referencias previas).

8.1.1. Brechas masivas matriz soportadas (Gms)

Descripción:

Están constituidas por cantos angulosos y subangulosos de calizas y areniscas rojas con abundante matriz arenosa y limosa de tonos pardo-rojizos. El centil máximo medido está en torno a los 60 cm. La tendencia general del depósito es granodecreciente pero es habitual encontrar cantos y bloques de gran tamaño a techo (Fig. 8.1). La potencia de las capas puede variar desde los 30 cm hasta los 2 m y la base, irregular, tiene un suave buzamiento original hacia el interior de la cuenca. Esta facies presenta una escasa extensión áreal, no superando el centenar de metros. Se asocian con arenas másivas (Sh), limos con cantos angulosos (Fl) y otras facies gruesas (Gmm y Gm).

Se localizan en el margen norte del área de estudio donde se disponen sobre abanicos aluviales pleistocenos y, de forma aislada, en el contacto de materiales mesozoicos y abanicos aluviales pleistocenos. En la zona de Benicasim se han observado diferencias entre los cantos de calizas mesozoicas y los de areniscas triásicas, presentando éstos últimos morfologías más esféricas, tamaños mayores y suelen contener cantos subangulosos de un conglomerado anterior.



Figura 8.1.- Brechas masivas con cantos angulosos y subangulosos en afloramiento. a) Barranco de la Fuente de Ribera (Benifairó de les Valls); y b) Barranco de la Magdalena (Benicasim), donde aparecen bloques en la parte superior de la serie.

Interpretación:

La ausencia de estructuras sedimentarias, la textura matriz-soportada y la forma de los cantos y bloques permite interpretar que la sedimentación se produjo como consecuencia de un movimiento en masa caótico o *debris flow*. El depósito se generó a partir de un material clástico grueso no consolidado que se encontraba en el seno en una matriz limosa que se puso en movimiento repentinamente a favor de la pendiente cuando se empapó en agua (Allen, 1978; Blair y McPherson,

1994). La cohesividad de la matriz proporcionó el mecanismo de sostén de los granos de manera que conservan las morfologías iniciales, angulosas y subangulosas.

La naturaleza de los cantos está determinada por el área fuente, de forma que los depósitos asociados a los relieves mesozoicos están constituidos por cantos mesozoicos angulosos y subangulosos, los asociados a sedimentos pleistocenos están formados por cantos y bloques normalmente más redondeados y, ocasionalmente, se encuentran clastos de un depósito conglomerático re TRABAJADO de edad desconocida.

8.1.2. Brechas masivas grano soportadas (Gmm)

Descripción:

Están constituidas por cantos angulosos de calizas cretácicas o areniscas triásicas con matriz limo-arenosa escasa. La tendencia general del depósito es granodecreciente, distinguiéndose una parte inferior masiva en la que aparecen los tamaños mayores (el centil está en torno a los 40 cm) y, ocasionalmente, cantos imbricados. A techo, donde los cantos son más pequeños, se puede distinguir estratificación horizontal difusa o de bajo ángulo (Fig. 8.2). Las capas presentan bases y techos planos y potencias de 30 cm a más de 2 m.

Esta facies suele encontrarse adosada a los relieves mesozoicos, donde se asocia a facies de brechas matriz soportadas (Gms), arenas (Sh) y limos (Fl). También se han reconocido intercalaciones de estos depósitos en la orla que rodea los depósitos aluviales pleistocenos, donde se relaciona con las facies de limos pardos (Fr).

En las áreas próximas a los relieves mesozoicos pueden aparecer grandes bloques subangulosos, mayores de 30 cm. En ocasiones, normalmente a base, estos materiales, están parcialmente cementados, aunque resultan fácilmente disgregables. La potencia en estos casos varía entre 1 a más de 2 m.

Cuando aparecen bordeando los depósitos pleistocenos, la composición de los cantos es similar al caso anterior, aunque se han identificado restos de un conglomerado previo, la granulometría suele ser de menor diámetro, la redondez de los cantos es más variada, desde subangulosa hasta redondeada, y la potencia de las facies no supera el medio metro.

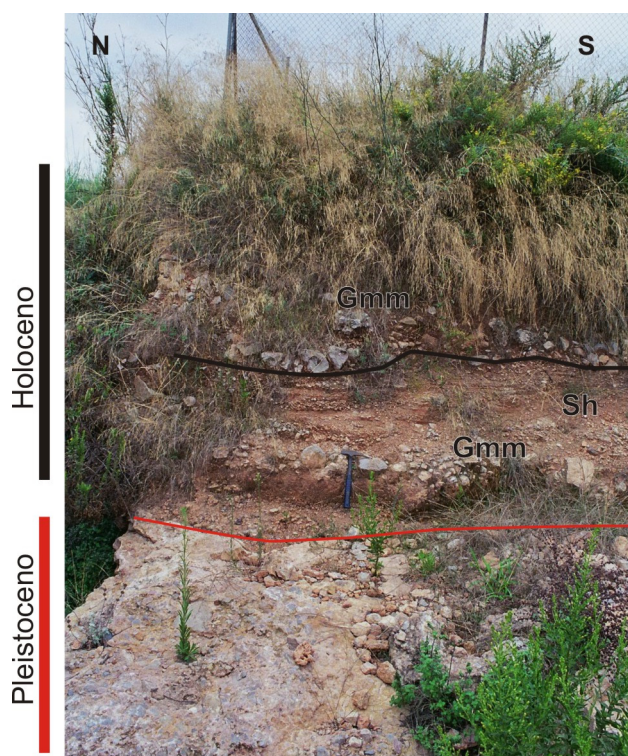


Figura 8.2.- Brechas masivas pardas grano-soportadas sobre un conglomerado pleistoceno (Barranco de la Magdalena, Benicasim). Escala: martillo (33 cm).

Interpretación:

Miall (1978, 1992) y Nemec y Postma (1993) atribuyen el depósito de materiales similares a los descritos a un flujo en masa, *debris flow* cohesivo o una avenida turbulenta. La presencia de grandes bloques, y la morfología de estos, permite interpretar un régimen de alta energía, aunque el transporte del material fue a poca distancia.

En las cercanías de los relieves mesozoicos, tanto las litologías como la angulosidad de los cantos demuestran que estas sierras constituyen las áreas fuentes principales. Por el contrario, en las facies que circundan los abanicos aluviales pleistocenos, son estos mismos abanicos las áreas fuente de donde se desprenden los cantos y bloques, que muestran morfologías más dispares y son más homométricos, por la selección producida durante el depósito de los abanicos pleistocenos.

El proceso de cementación se atribuye a la percolación de aguas carbonatadas hasta la base del depósito.

8.1.3. Gravass masivas o con estratificación horizontal difusa (Gm)

Descripción:

Están compuestos por gravas grano soportadas que pueden contener abundante matriz arenosa y cantos subredondeados a redondeados, principalmente de calizas mesozoicas y, en menor proporción, areniscas del Triásico. Los tamaños medios de los cantos están entre 5 y 10 cm, con un máximo de 40 cm, y presentan formas elongadas y aplanadas. En general, son masivos o presentan estratificación horizontal difusa, se disponen en estratos granodecrecientes de entre 20 y 30 cm, con geometría tabular y base y techo planos y paralelos, pudiendo aparecer imbricación de cantos en la base (Fig. 8.3).

La matriz está constituida por arenas medias a gruesas con cuarzo, feldespatos, filosilicatos y fragmentos de roca (areniscas y calizas).

Se han identificado en las zonas próximas a las desembocaduras fluviales actuales y siempre asociadas a las facies de gravas con estratificación cruzada planar (Gp) y de arenas masivas o laminadas (Sh). El afloramiento donde esta facies aparece mejor registrada corresponde a dos pequeñas canteras muy próxima al margen derecho del río Mijares (Fig. 8.4). También se ha reconocido en la parte inferior de los depósitos holocenos atravesados en los sondeos de los ríos Palancia y Mijares.



Figura 8.3.- Gravas granosoportadas con imbricación de cantos incipiente. Cantera oriental junto al río Mijares en el paraje de Vinarragell.

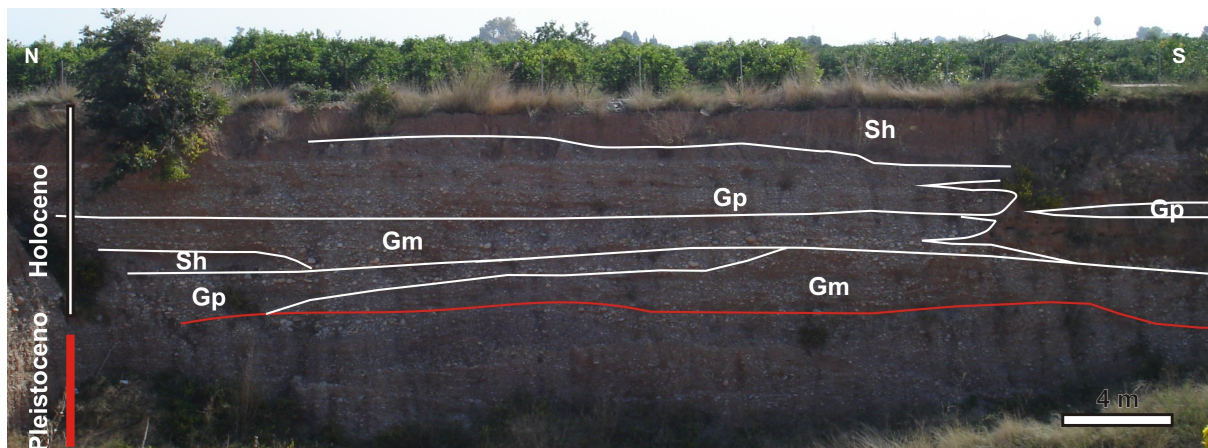


Figura 8.4.- Gravas masivas o con estratificación horizontal difusa (Gm). Cantera occidental junto al río Mijares en el paraje de Vinarragell.

Interpretación:

Se trata de un depósito formado a partir de un flujo de agua no viscoso de alta energía que transportaba cantos de gran tamaño. Es la pérdida de competencia del flujo la que determina la formación de estratos granodecrecientes durante la sedimentación.

La repetición de este proceso propició la acumulación de todo el conjunto de gravas masivas. Miall (1978, 1992) y Nemec y Postma (1993) atribuyen este tipo de depósito a barras longitudinales y depósitos de fondo de canal.

8.1.4. Gravas con estratificación cruzada planar (Gp)

Descripción:

Se localizan en torno a las desembocaduras actuales de los ríos más importantes, Mijares, Palancia y Seco, normalmente asociadas a la facies de conglomerados masivos (Gm). Esta facies está compuesta por pequeños cuerpos que, en conjunto, forman una capa tabular de al menos 50 m de longitud y potencia de 1 a 3 m (Fig. 8.5). Dichos cuerpos están constituidos por gravas grano soportados con matriz arenosa que presentan estratificación cruzada planar. El conjunto muestra una tendencia granodecreciente, siendo más abundante la matriz y los niveles de arena en la parte superior.

Los diámetros mayores se concentran en la base, plana, con dimensiones medias del eje mayor entre 5 y 15 cm y un centil de 23 cm. Los cantos son, en general, subredondeados, y proceden de los materiales mesozoicos vecinos. En cuanto a la matriz, está constituida por cuarzo, feldespato y fragmentos de roca.

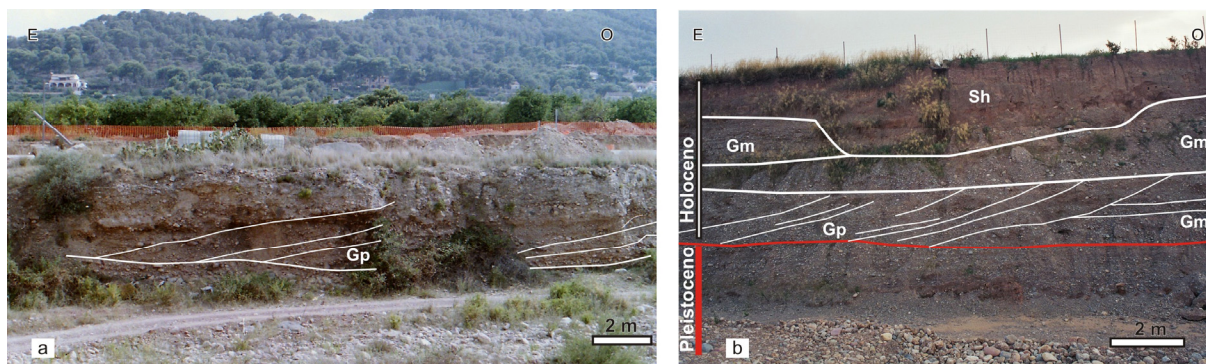


Figura 8.5.- Gravas con estratificación cruzada planar. a) Río Mijares junto a la desembocadura del Barranco de Bonilles; y b) cantera oriental junto al río Mijares en el paraje de Vinarragell.

Interpretación:

Las gravas con estratificación cruzada planar se han interpretado como la migración de barras longitudinales o como el crecimiento de *foresets* a partir de una antigua barra remanente (Miall 1978, 1992). En nuestro caso, atendiendo a la escala de trabajo, consideramos que se trata de diferentes conjuntos (o *sets*) de barras que migran a favor de una corriente unidireccional.

Este depósito se produce cuando el sedimento arrastrado por la corriente alcanza la cresta de la barra donde, a consecuencia de la diferencia de profundidad entre la base y la cresta de la barra, la corriente sufre una deceleración y se produce la sedimentación de las gravas, dando las caras de avalancha de la barra (*foresets*). Si la reducción de la velocidad es muy acusada también se produce el depósito de arenas junto a las gravas, dando lugar a un nivel granodecreciente como observó Smith (1974).

8.1.5. Arenas masivas o laminadas (Sh)

Descripción:

Están constituidas por arenas limosas pardas, medias a finas, con algún clasto disperso procedente de los materiales mesozoicos. Litológicamente están compuestas de cuarzo, feldespato y, minoritariamente, mica y fragmentos de calizas. En general, son masivas y, sólo ocasionalmente, se ha

reconocido laminación horizontal. Hacia la parte superior se pueden distinguir trazas de raíces, rodeadas de pequeñas concentraciones de carbonato (rizoconcrecciones).

Se encuentran asociadas a facies gruesas de *debris flow* (Gms y Gmm) o a facies de corrientes confinadas (Gm y Gp). Cuando aparecen asociadas a los depósitos masivos el espesor no supera los 50 cm, pudiendo incluso encontrarse interdigitadas con las gravas, mientras que en el caso de los depósitos asociados a corrientes confinadas, el espesor del conjunto arenoso puede variar desde una decena de centímetros hasta llegar a los 4 m y, normalmente, se disponen a techo de las facies de gravas.

Los mejores afloramientos en este último caso se encuentran en los márgenes actuales de los ríos encajados, donde además pueden aparecer fragmentos y, de manera excepcional restos completos, de gasterópodos terrestres del género *Cepaea* sp. (Fig. 8.6).

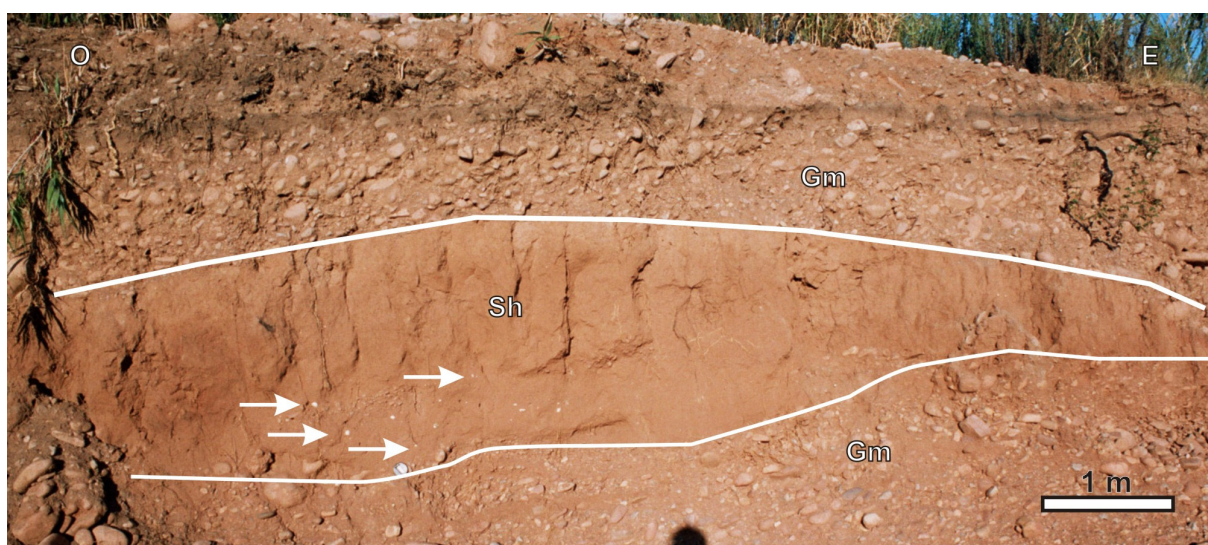


Figura 8.6.- Arenas masivas (Sh), en este caso relacionada con la facies de conglomerados masivos (Gm). Los clastos blancuecinos que se observan en la parte inferior de la imagen son restos de gasterópodos *Cepaea* sp. (flechas blancas).

Interpretación:

Las facies de arenas con laminación horizontal difusa se asocia tanto a corrientes con un régimen de alto flujo como bajo (Miall, 1978). El tamaño de grano, junto con la ausencia de claras estructuras tractivas y la presencia de gasterópodos enteros sugiere una sedimentación a partir del depósito de las partículas en suspensión. Este hecho se produce por la disminución súbita de la energía de la corriente que transportaba las arenas. Según la vinculación con las facies gruesas se puede precisar que se depositaron como consecuencia de la deceleración de corrientes tanto en canales como arroyadas.

Tras su depósito, estos materiales pueden ser colonizados por gasterópodos y plantas que los bioturban y reducen el potencial de preservación de las posibles estructuras sedimentarias anteriores (Rust, 1978).

8.1.6. Limos pardos con cantos (Fr)

Descripción:

Litológicamente están constituidos por limos arcillosos y arcillas limosas con abundantes fragmentos de rocas pre-holocenas (conglomerados cementados pleistocenos y cantos de calizas y areniscas mesozoicas). También pueden presentar rizoconcrecciones retrabajadas, posiblemente de los limos rojos de la unidad inferior pleistocena. Son muy abundantes los restos de gasterópodos terrestres planospirales y trocoespirales.

En superficie se apoyan sobre los depósitos aluviales pleistocenos y parte de los marjales actuales, apareciendo también en la base de los sondeos realizados sobre los humedales. Se asocia fundamentalmente con las facies arcillosas (Fcf).

No presentan estructura internas claras y, sólo esporádicamente, puede reconocerse laminación horizontal difusa. La base es plana y puede presentar cantos de pequeño tamaño, entre 2 y 10 cm (centil máximo 25 cm), (Fig. 8.7). Presenta una tendencia granodecreciente y, a techo, es frecuente encontrar pequeñas concreciones de carbonato, trazas de raíces y restos vegetales.

Los limos se apoyan en paraconformidad sobre los depósitos distales de la llanura aluvial pleistocena (Fig. 8.8), o sobre los depósitos lacustres. De forma que son la base de la sucesión holocena y también el techo de la serie en numerosos sondeos.



Figura 8.7.- a) Limos pardos (Fr) con un nivel de cantos a la base que se apoya sobre facies de limos rojos del Pleistoceno, en el camino de Llombai (Nules); y b) limos pardos con un nivel de cantos dispersos, en Castellón en la autovía CS-22.

El análisis mineralógico muestra un elevado el contenido en filosilicatos (>40%), fundamentalmente illita, mientras el cuarzo presenta cantidades medias, normalmente en torno al 15% (Tabla 8.2 y Fig. 8.9). El tercer mineral mayoritario es la calcita, que se encuentra en cantidades variables, dependiendo de la abundancia de concreciones de carbonato.



Figura 8.8.- Limos pardos (antiguo vertedero de Nules). La flecha señala el contacto neto con los limos rojos del Pleistoceno (a la derecha de la imagen).

Los minerales feldespáticos son minoritarios, al igual que la dolomita y/o la pirita. En algunos casos se han identificado minerales arcillosos de neoformación, como vermiculitas o interestratificados (Caolinita-Clorita).

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Nules	300		Filo (Ill, Clo, Cao, Ver)			Cal	Qtz	FtoK, Dol, Py
Nules	380	Filo (Ill, Clo, Cao)						Qtz, Cal, Plag, Py
Nules	750		Cal		Filo (Ill)			Qtz, Plag
Benicasim	100		Filo (Ill, Cao, Ver)				Cal, Qtz	Plag, FtoK, Dol, Py
C 10	89		Filo (Ill, Cao)			Cal	Qtz	
C 3	478			Filo (Ill)	Cal		Qtz	
C 3	425		Filo (Ill, Cao)			Qtz	Cal	FtoK
C 3	303		Filo (Ill, Cao)			Qtz	Cal	Plag
C 3	264				Cal, Filo (Ill, Cao)	Qtz		FtoK, Plag
Afloramiento	141-A		Filo (Ill, Cao-Cl)			Qtz	Cal	
Afloramiento	141-B			Filo (Ill, Cao-Cl)	Cal	Qtz		Plag, FtoK
Afloramiento	141-C		Filo (Ill, Cao)		Qtz			FtoK

Tabla 8.2.- Mineralogía de matriz de las facies de limos pardos con cantos. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespatos potásicos, Cal-calcita, Dol-dolomita, Py-pirita, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita, Clo-clorita y Ver-vermiculita.

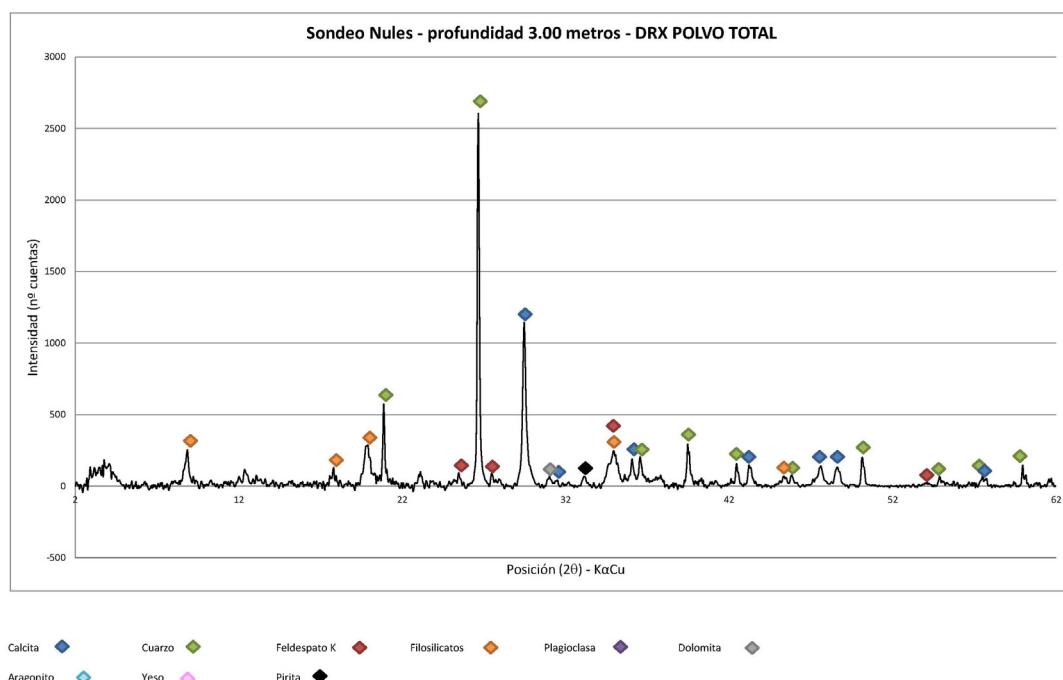


Figura 8.9.- Diffractograma de los limos pardos con cantos mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción (muestra procedente del sondeo de Nules, profundidad 3,00 m).

El análisis geoquímico confirma los altos valores de sílice procedentes de los aluminosilicatos y el cuarzo. Considerando el bajo valor de la varianza, esta proporción de sílice es muy constante (Tabla 8.3 y Fig. 8.10). También se observa que el contenido medio de Al_2O_3 es relativamente alto, acorde con la elevada proporción de minerales arcillosos. El CaO es el tercer compuesto mayoritario y también de mayor variabilidad (Tabla 8.3 y Fig. 8.10).

	C10			Benicasim		
	μ (%)	σ^2	σ (%)	μ (%)	σ^2	σ (%)
SiO₂	52,38	16,75	4,09	56,22	1,35	1,16
Al₂O₃	11,66	1,21	1,10	11,96	0,05	0,23
CaO	10,27	12,64	3,56	9,42	0,88	0,94
Si/Al	4,51	0,04	0,21	4,70	0,00	0,03
C org				0,64	0,00	0,04

Tabla 8.3.- Análisis químico de los depósitos de limos pardos de los sondeos C10 y Benicasim. Donde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

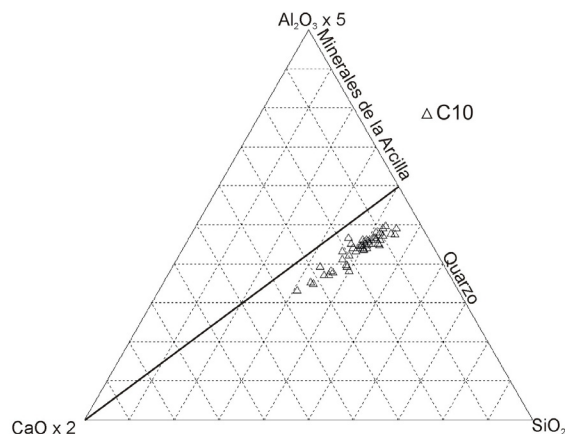


Figura 8.10.- Representación de los elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 y CaO) en un diagrama de Brumsack (1989).

Los valores de C orgánico son bajos y bastante homogéneos, lo que indica que la materia orgánica conservada es escasa.

Se ha llevado a cabo el análisis multivariante de los limos pardos de la parte superior del sondeo C10 (entre los 40 a 117 cm). La Cp1 del análisis es la relación inversa entre la variable detrítica y la variable carbonática, y constituye casi el 58 % de la varianza explicada. Dentro de la variable carbonática encontramos la PPC (perdida por calcinación), que puede corresponder al carbono inorgánico, por lo que el valor absoluto de carbono orgánico dentro del depósito es muy bajo, o puede pertenecer al carbono orgánico y entonces la materia orgánica del depósito se acumula junto al carbonato y ambas se queman juntas cuando se hace el análisis de PPC (Fig. 8.11).

Las otras dos componentes indican procesos menores, por ello los valores de varianza son bajos (11,86 y 7,52 %). Las relaciones entre los compuestos químicos no son claras, aunque se puede distinguir una variable de aridez (Sr y Mg) relacionada con el fósforo (P). Y la tercera componente, por su parte, engloba dos elementos salinos Na y S.

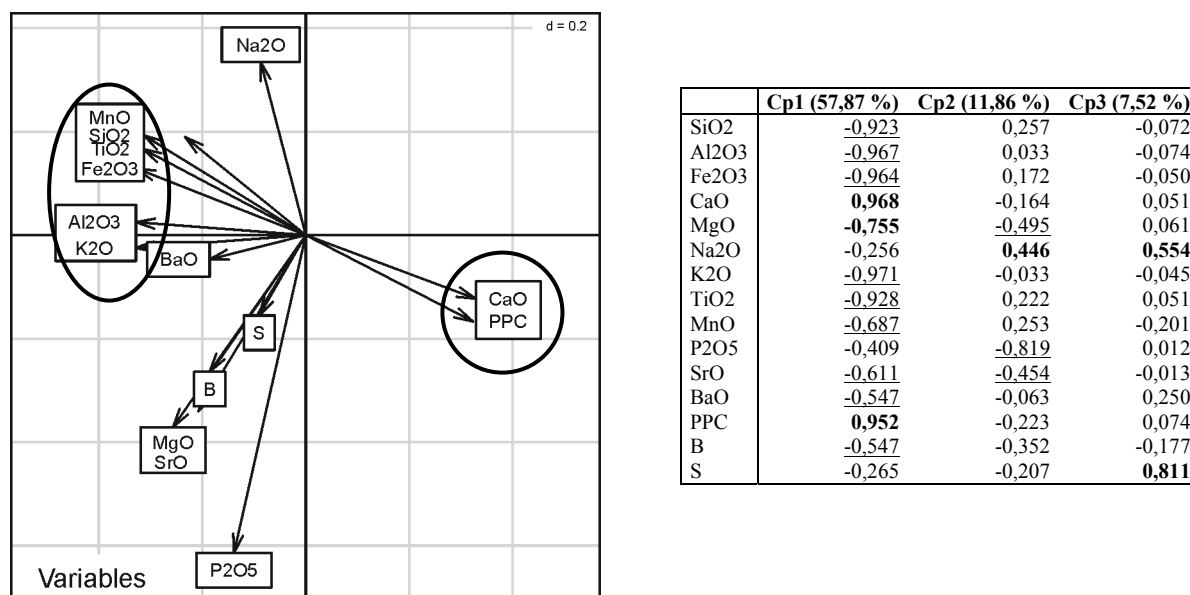


Figura 8.11.- Representación de las variables según las dos componentes principales (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y composición de las componentes principales.

Interpretación:

Goy (1978), interpretó estos limos como derrame de glacia, formados como consecuencia del lavado de los depósitos de llanura costera aluvial que, favorecidos por la pendiente, avanzarían sobre los depósitos de marjal o lacustres. Sin embargo, la diversidad en las granulometrías, los abundantes fragmentos de gasterópodos y la laminación horizontal, aunque difusa, parecen indicar un origen de alto flujo de energía.

Reading (1996) describe este tipo de sedimentación como sedimentación fluvial o aluvial episódica de zonas semiáridas en las que las lluvias ocasionales, junto con una vegetación escasa, dan lugar a una escorrentía muy rápida. Se trata de corrientes no confinadas sobre amplias áreas, muy someras, que se mueven con régimen de flujo alto. Así, en episodios de lluvias torrenciales se genera una intensa escorrentía superficial que favorece el arrastre de cantos de diversos tamaños, y que,

finalmente, se depositan en las áreas topográficamente más bajas. La rápida pérdida de energía hace que no se preserven casi estructuras.

La homogeneidad química del depósito y la naturaleza de los cantos indica que los materiales transportados provienen de un área fuente única y muy cercana, fundamentalmente los materiales pleistocenos. Este es el caso de la mayor parte las arcillas, que tienen un origen detrítico, altos contenidos de illitas, caolinitas y cloritas. Además, puede producirse alteración de illitas a vermiculitas o interestratificados durante la pedogénesis.

La infiltración del agua de escorrentía permite el lixiviado del carbonato a través del depósito hacia la parte baja del depósito donde, favorecida por el desarrollo de raíces, precipita y se concentra. Por el contrario, durante los periodos de escasas precipitaciones, y por tanto sin depósito, la tendencia del ambiente es a la desecación y concentración de elementos salinos (S y Na).

8.1.7. Limos con cantos angulosos (Fl)

Descripción:

Son limos pardos-grises o pardo-rojizos, laminados o masivos. Presentan cantos muy angulosos, normalmente de calizas y areniscas mesozoicas, aunque localmente, y en menor proporción, se han reconocido conglomerados pleistocenos (Fig. 8.12). Los cantos tienen tamaños variables, generalmente inferiores a los 5 cm (centil = 15 cm). Se asocian con las facies gruesas, Gms y Gmm, alrededor de los relieves mesozoicos y pleistocenos.

La base de esta facies es plana y su espesor está en torno a los 50 cm. Puede presentar rizoconcrecciones pulverulentas.



Figura 8.12.- Limos pardos con cantos angulosos (Fl) y raíces parcialmente cementadas, sobre los que se apoya una brecha calcárea (Gms). Barranco de la Fuente de Ribera (Benifairó de les Valls). Escala: tapa de la cámara de fotos (55mm).

Interpretación:

Allen (1978) relacionó este tipo de facies con la llanura de inundación o desbordamiento. La presencia de cantos dentro de los limos permite suponer que la corriente era de alta energía pero, al

descender rápidamente permitió la sedimentación de los limos junto con los cantos, cuya angulosidad sugiere que el transporte fue muy corto.

Durante los periodos de escasas precipitaciones los aportes serían mínimos, y permitirían la colonización de la superficie por plantas alrededor de cuyas raíces se concentraba el carbonato cálcico.

8.1.8. Calizas brechoides, calizas nodulizadas (Cr)

Descripción:

Se trata de una caliza *mudstone* grisácea, brechoide y nodulizada a favor de la bioturbación por raíces. Entre los componente orgánicos se reconocen restos de gasterópodos terrestres, bivalvos, ostrácodos, foraminíferos y fragmentos de plantas dispersas (Fig. 8.13). Los bancos presentan una base plana y espesor máximo de 1 metro.

Aparecen en los sondeos de Almenara y Benicasim, y en superficie, en las zonas marginales alrededor de los humedales de Almenara y Benicassin (Fig. 8.14). Se asocian con facies de arcillas (Fcf), limos (Fv) y arenas (Sl).

Al microscopio está formada por micrita de grano muy fino y muy porosa. Algunos poros se deben a la disolución de cristales de yeso (Fig. 8.15). Contienen además granos de cuarzo, intraclastos compuestos de materia orgánica y fragmentos dispersos de bioclastos.



Figura 8.13.- Calizas brechoides en el sondeo de Almenara.

Los análisis mineralógicos muestran que está compuesta mayoritariamente por calcita, apareciendo el resto de minerales como accesorios (cuarzo y plagioclasa) o indicios (pirita), (Tabla 8.4).

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Almenara	640	Cal						Qtz, Plag, Py
Afloramiento	60	Cal						Qtz

Tabla 8.4.- Mineralogía de las facies de calizas brechoides en el sondeo de Almenara y en las proximidades del humedal de Almenara. Cal-calcita, Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa y Py-pirita.



Figura 8.14.- Aspecto de la zona donde se forman actualmente calizas nodulizadas con gasterópodos. Noviembre 2004, Marjal de Almenara.

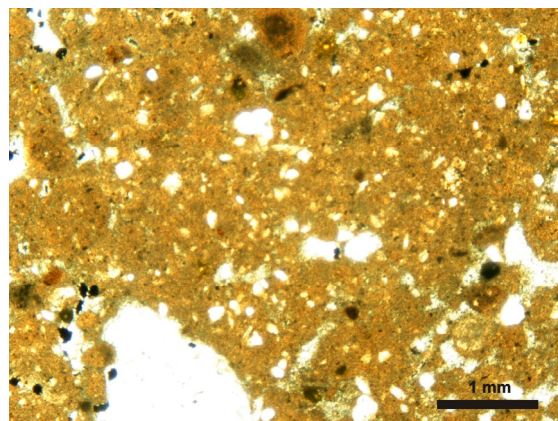


Figura 8.15.- Microfotografía de la facies de calizas brechoides.

El análisis geoquímico de las muestras (Anexo III) del sondeo de Almenara (Tabla 8.5) confirma la abundancia del carbonato cálcico, ya que presenta valores medios altos de CaO (48,10 %). Las bajas proporciones de SiO₂ y de Al₂O₃ corroboran la baja cantidad de minerales silicatados. Además, presenta valores de varianza bajos, que indican un depósito carbonático muy homogéneo, con aporte detrítico constante pero escaso.

	CaO (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃	Si/Al	S (%)	M. org.	C/N	C/S
μ	48,10	9,14	2,00	4,58	0,61	1,15	37,92	0,95
σ^2	10,80	18,83	0,84	0,12	0,01	0,07	118,95	0,01
σ	3,29	4,34	0,92	0,35	0,12	0,26	10,91	0,12

Tabla 8.5. – Valores de CaO, SiO₂, Al₂O₃, S, M. org. y relaciones de C/S, C/N y Si/Al de las calizas brechoides del sondeo de Almenara. Dónde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

La correlación entre los dos compuestos químicos principales, CaO y SiO₂ evidencia una relación inversa entre ambos ($R = -0,996$), (Fig. 8.15).

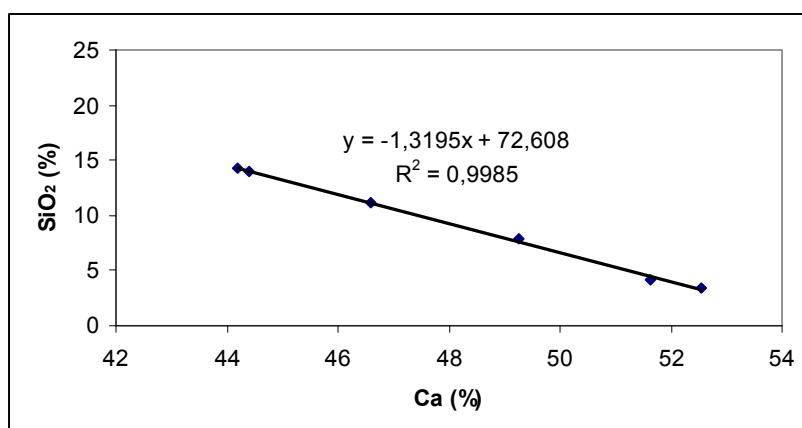


Figura 8.15.- Correlación entre la componente silicea (SiO₂) y carbonática (CaO) para la facies de calizas brechoides de los sondeos de Almenara y Benicasim.

El valor medio de materia orgánica es de 1,15 %, muy homogéneo (Tabla 8.5). Su origen, basándose en la relación C orgánico y N (propuesta por Meyers e Ishiwatari, 1995; Meyers y Teranes, 2001; Cohen, 2003), es de plantas terrestres vasculares (Fig. 8.16). Por otro lado, los elevados valores de S (0,6 %), y la baja relación C/S indican la elevada salinidad de las aguas (Berner y Raiswell, 1984;

Raiswell y Berner, 1986; Morse y Berner, 1995; Ishiga *et al.*, 2000; Allison *et al.*, 2003; Cohen, 2003), incluso mayor que la media del agua del mar (Fig. 8.16).

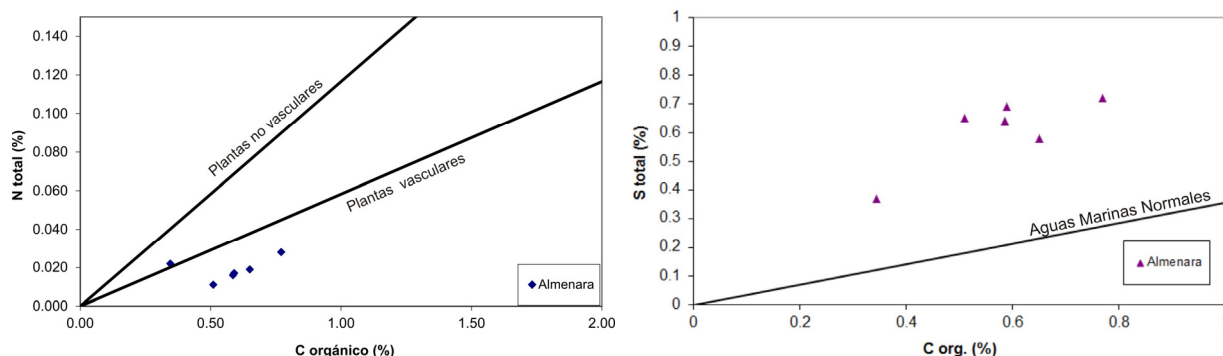


Figura 8.16.- Relaciones C orgánico-N y C orgánico-S en las muestras de calizas del sondeo de Almenara.

A pesar del bajo número de muestras se ha considerado interesante llevar a cabo el análisis multivariante como criterio de comparación. De él se deduce que:

- La componente principal (Cp 1), con una varianza del 73,71%, es la relación inversa entre los elementos detríticos y carbonáticos. La variable detrítica se compone de Si, Al, Fe, Ti, K, Na, P, y elementos trazas. La variable carbonática, está constituida por Ca, C inorgánico, Sr, y por elementos asociados a la materia orgánica: el C orgánico y N (Fig. 8.17). Esta relación entre la variable carbonática y la detrítica indica que durante el depósito de estas facies carbonatadas, no pueden llegar aportes de terrígenos, ya que éstos inhiben la concentración y precipitación del carbonato.
- La segunda de las componentes (Cp 2), con un 14,24% de la varianza total, está constituida por la relación inversa de las variables asociadas a la salinización (Mg y, en menor medida, Na) y la variable redox (Fe, Mn y S). Esta relación expresa las condiciones de salinidad durante la formación del depósito. Según diferentes autores (Engstrom y Wright, 1984; Ng y King, 2004) la estabilidad y buena oxigenación de la lámina de agua produce un nivel alto de óxidos de Fe y Mn insolubles (principalmente Fe^{3+} y Mn^{4+}) en el sedimento, mientras que el descenso de la lámina conlleva un aumento de la salinidad y la reducción del Fe y Mn que forman complejos solubles.
- La tercera componente (Cp 3), que representa un 7,13% de la varianza total, está constituida únicamente por la variable orgánica (S y C org). Esta componente señala la variabilidad en la conservación de materia orgánica.

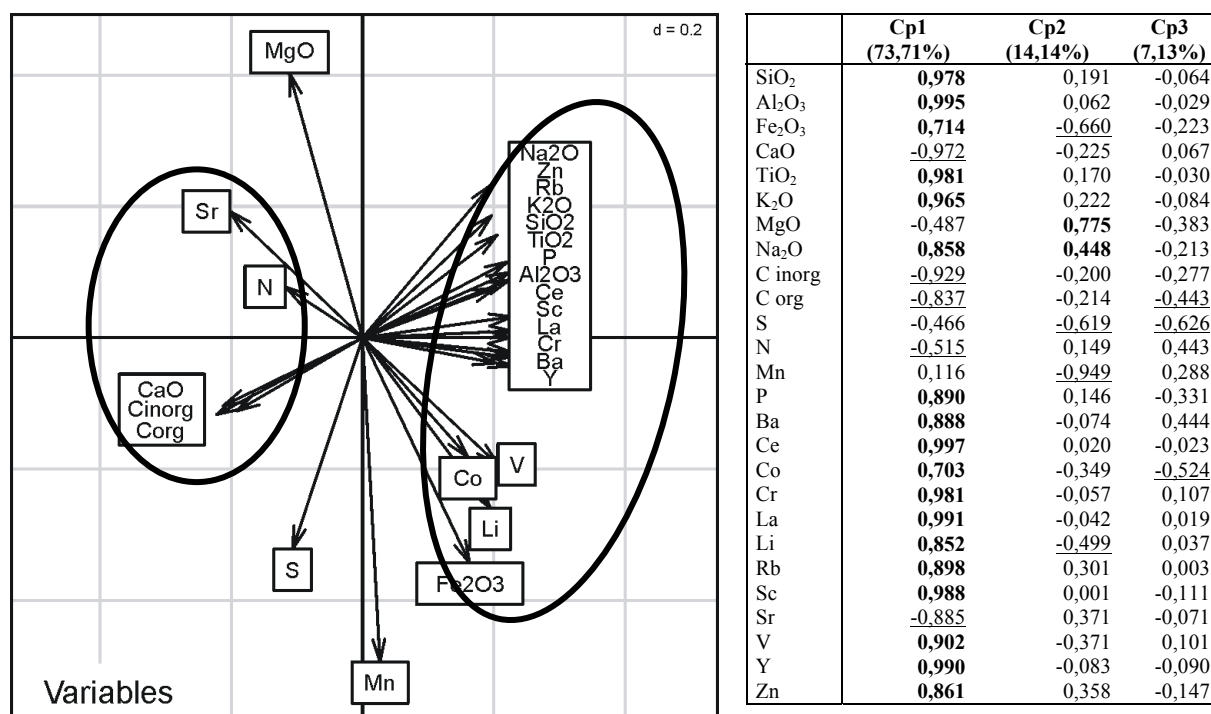


Figura 8.17.- Representación de las variables según las dos componentes principales (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y composición de las componentes principales.

Interpretación:

El proceso generador de carbonato es la precipitación de carbonato debido a la sobresaturación de carbonato cálcico en el ambiente. El análisis de componentes principales señala que durante este proceso hay momentos de una mayor influencia detrítica, en los cuales la precipitación de carbonato se ve inhibida. Se trata de un depósito continental que se formó en masas de aguas efímeras, estancadas y restringidas, charcas o pequeñas lagunas, en las que la composición del agua es, básicamente, carbonatada con alto contenido de sales y a las que llegan algunos aportes siliclásticos esporádicamente.

La escasez de minerales detríticos permite suponer que estas áreas son alimentadas sobre todo por recarga freática, con poca influencia de aguas superficiales de escorrentía, más proclives a arrastrar minerales siliclásticos y arcillosos.

Según diversos autores (Freytet y Plaziat, 1982; Platt y Wright, 1991; Anadón, 1992; Alonso Zarza *et al.*, 1992; Freytet y Verrechia, 2002; Alonso Zarza, 2003) la brechificación y nodulización se asocian al crecimiento de raíces durante épocas secas, en las que el descenso de la lámina de agua expone al fango carbonático y favorece la nodulización. En este sentido, la relación C/N corrobora la presencia de plantas vasculares que pudieron favorecer la nodulización.

La relación C/S refleja unas condiciones de elevada salinidad, como es de esperar en lagos efímeros o charcas con fuerte evaporación. Actualmente, debido a los procesos de disolución posteriores, no se conservan las sales, que sólo se reconocen en algunos casos por la morfología de los poros. Además, el valor medio de S es alto (0,6%) mientras que lo normal en lagos carbonatados continentales son valores inferiores a 0,3 % y en medios marinos están en torno al 0,3 % (Ishiga *et al.*, 2000; Cohen, 2003). Este hecho, junto con el análisis de componentes principales, parece señalar que

hay una parte del azufre de origen inorgánico, sulfatos, y otra parte de origen orgánico presumiblemente asociado a las plantas.

8.1.9. Arcillas (Fcf)

Descripción:

Se trata de arcillas limosas masivas de colores grises y pardos y, en algunos casos, con tonos verdosos y que, frecuentemente, presentan un moteado ocre o rojizo a favor de trazas o restos de raíces. El carbonato aparece formando concreciones deleznales de pocos centímetros que, habitualmente, disminuyen de base a techo. Contienen gasterópodos de aguas continentales dispersos (los más destacados *Hydrobia*, *Planorbis* y *Bithynia*), enteros o fragmentados. Su base y techo normalmente son tránsitos graduales a depósitos aluviales o a depósitos lacustres (Fig. 8.18).

Esta facies se ha reconocido en los sondeos perforados en los marjales, en sus bordes y en los humedales desecados. Se asocia con las facies de limos con cantos (Fr), calizas (Cr) y facies de turbas y margas (T y M) y su espesor no suera loos 60 cms.

Como ayuda para la identificación de esta facies en los sondeos a percusión nos hemos apoyado en los resultados obtenidos en el *Multi-Sensor Core Logger* (MSCL), según los cuales las arcillas presentan valores altos de densidad, bajos de porosidad y son, prácticamente, los únicos depósitos donde se obtienen medidas de velocidad de Ondas-P (ver anexo II). Aunque los valores absolutos de susceptibilidad son bajos (puesto que no suelen contener minerales magnéticos) comparados con los demás materiales (fundamentalmente las facies lacustres), los valores relativos son muy altos. Además, la resistividad eléctrica presenta valores medios altos ya que, por su baja porosidad, contienen poca agua que favorezca la conductividad eléctrica.

El análisis mineralógico muestra contenidos altos de filosilicatos, principalmente illita y, en menor proporción, clorita y caolinita (Tabla 8.6 y Fig. 8.19). Excepcionalmente, se han detectado esmectitas y vermiculitas, en muy baja proporción, en niveles de arcillas grises con moteados pardos. Como minerales secundarios hay cuarzo y calcita, este último en proporciones muy variables, llegando a ser el mineral principal en algunas de las muestras. Como minoritarios pueden aparecer feldespatos potásicos y plagioclasas.

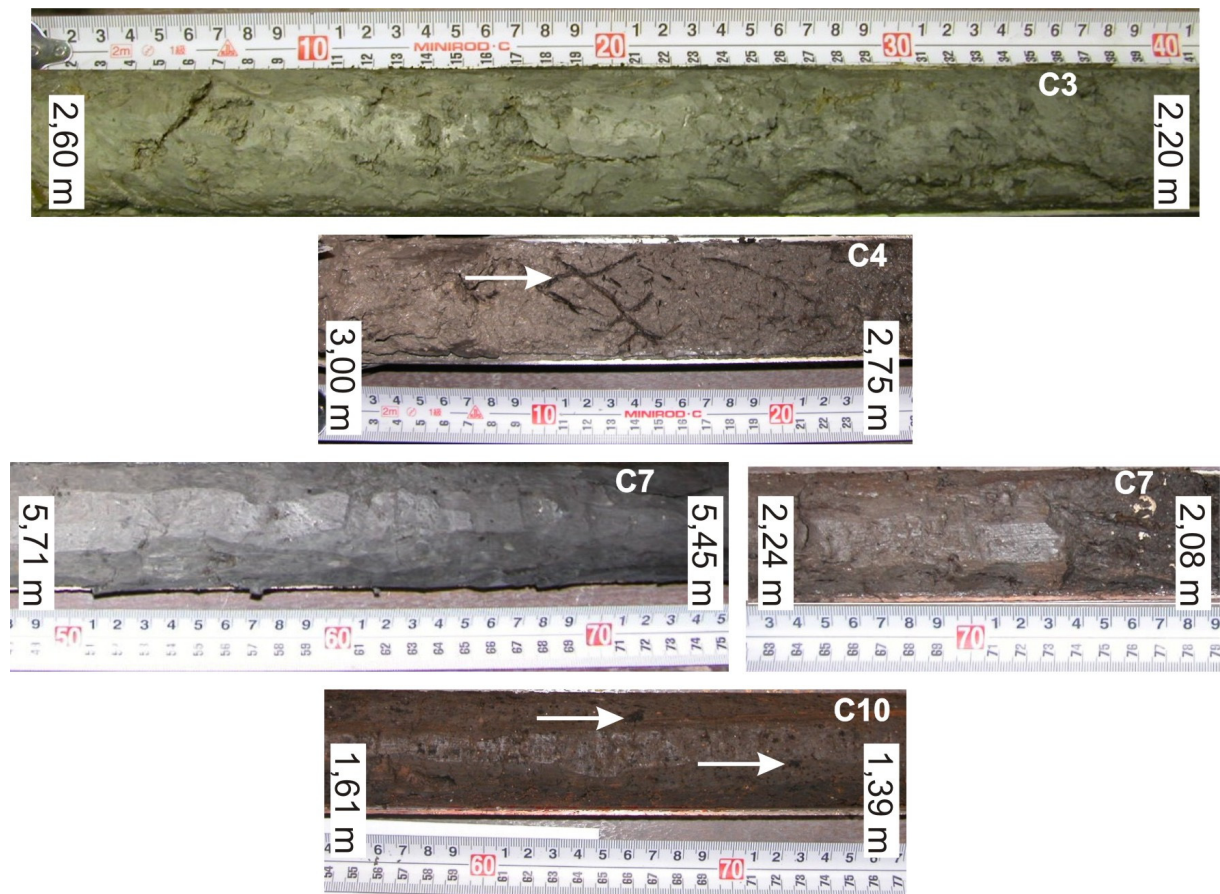


Figura 8.18.- Variabilidad cromática y textural observada en las facies de arcillas (Fcf) de varios sondeos. Además de los cambios de tonalidad (verdosa, grisácea y parduzca), nótese que en el sondeo C4 se aprecia nodulización y restos de raíces y en el sondeo C10 incluye restos carbonosos (flechas blancas).

Se ha identificado yeso y dolomita como minerales secundarios o traza, normalmente asociados entre sí. La pirita aparece en los depósitos arcillosos de tonos grises – verdes con moteados pardos.

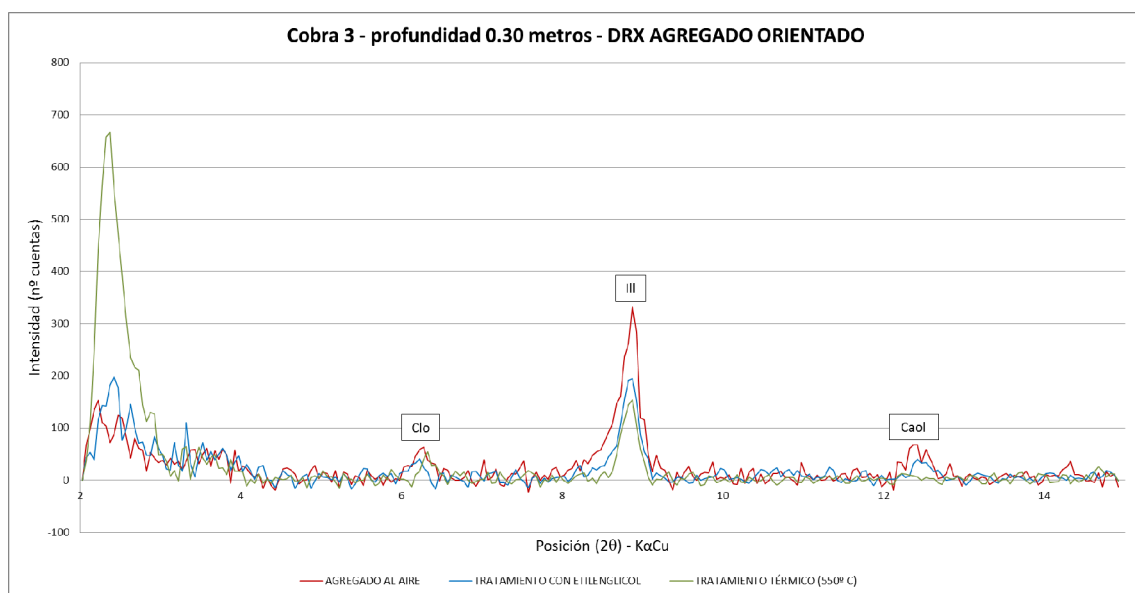


Figura 8.19.- Difractograma del agregado orientado de una muestra procedente de la facies de arcillas (Fcf) mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción (Clo-clorita, Ill-illita, Caol-caolinita).

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Nules	515		Filo (Ill, Clo, Cao)			Qtz	Cal	Dol, FtoK, Plag, Py
Nules	540		Filo (Ill, Clo, Cao)			Qtz	Cal	Dol, FtoK, Plag, Py
Nules	565		Filo (Ill, Clo, Cao, Ver)				Qtz, Cal	FtoK, Plag, Py
Almenara	420		Cal			Filo (Ill)		Qtz, FtoK, Plag, Py
Benicasim	141		Filo (Ill, Cao)			Cal	Qtz	Plag, Py
C 3	30		Filo (Ill, Cao)			Cal		Qtz, Gyp
C 3	198	Filo (Ill)					Qtz	Cal, FtoK, Gyp
C 3	225		Filo (Ill)				Qtz, Cal	Gyp
C 3	250		Filo (Ill, Cao)				Cal, Qtz	Gyp, Plag
C 4	305	Cal					Filo	Qtz, FtoK, Gyp
C 4	22		Cal				Filo	Arag, Qtz, FtoK
C 7	205			Cal	Filo (Ill)		Qtz	Py
C 7	570			Filo (Ill, Cao, Clo)		Qtz	Cal	FtoK, Py, Gyp
C 7	610			Filo (Ill, Cao, Clo)	Cal		Qtz	FtoK y Plag
C 10	131	Fil (Cao, Ill, Esm/Ver)					Cal	Qtz

Tabla 8.6.- Mineralogía de arcillas. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespato potásico, Cal-calcita, Dol-dolomita, Arag-aragonito, Gyp-yeso, Py-pirita, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita, Clo-clorita, Esm-esmectita y Ver-vermiculita.

El análisis geoquímico, realizado en muestras procedentes de los sondeos C3, C7, C10 y Benicasim, indica que los elementos asociados a los silicatos (SiO_2 y Al_2O_3) son mayoritarios. Así, la sílice presenta valores medios altos, entre el 25,08 y 49,5%, aunque inferiores a la facies de limos con cantos, con valores de varianza variables dependiendo del sondeo (Tabla 8.7). El Al_2O_3 presenta valores medios altos, entre 8,69 y 13,04% y, en general, bajos valores de varianza debido a la homogeneidad en el contenido arcillas. El CaO, por el contrario, presenta mucha mayor variabilidad debido, posiblemente, a que está asociado a procesos postsedimentarios.

	C3			C7			C10			S. Benicasim		
	μ (%)	σ^2	σ (%)	μ (%)	σ^2	σ (%)	μ (%)	σ^2	σ (%)	μ (%)	σ^2	σ (%)
SiO_2	25,08	41,25	6,42	26,78	64,69	8,04	35,88	0,73	0,85	49,5	152,0	17,4
Al_2O_3	10,83	7,24	2,69	8,69	8,40	2,90	13,04	0,05	0,23	12,6	0,1	0,5
CaO	23,06	43,69	6,61	18,89	104,85	10,24	10,35	0,24	0,49	7,8	11,9	4,9
Si/Al	2,31	0,01	0,11	3,13	0,25	0,50	2,75	0,01	0,07	3,9	0,8	1,2
C org	2,76	0,78	0,41	7,36	17,18	4,14	-	-	-	5,9	15,6	5,6
C/S	5,78	14,39	3,79	3,11	3,09	1,76	-	-	-	14,8	193,0	19,6
C/N	-	-	-	-	-	-	-	-	-	22,7	56,7	10,7

Tabla 8.7.- Media, varianza y desviación de los compuestos químicos principales y relaciones Si/Al, C/S y C/N para la facies de arcillas en los sondeos C7, C10, C3 y Benicasim. Donde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

Los bajos valores de la proporción Si/Al y las relaciones entre los tres elementos mayores (Si, Al y Ca), (diagrama de Brumsack, 1989), (Fig. 8.20) confirman el alto contenido de arcillas, además de reflejar la disparidad en el contenido de carbonato de los sondeos C3 y C7.

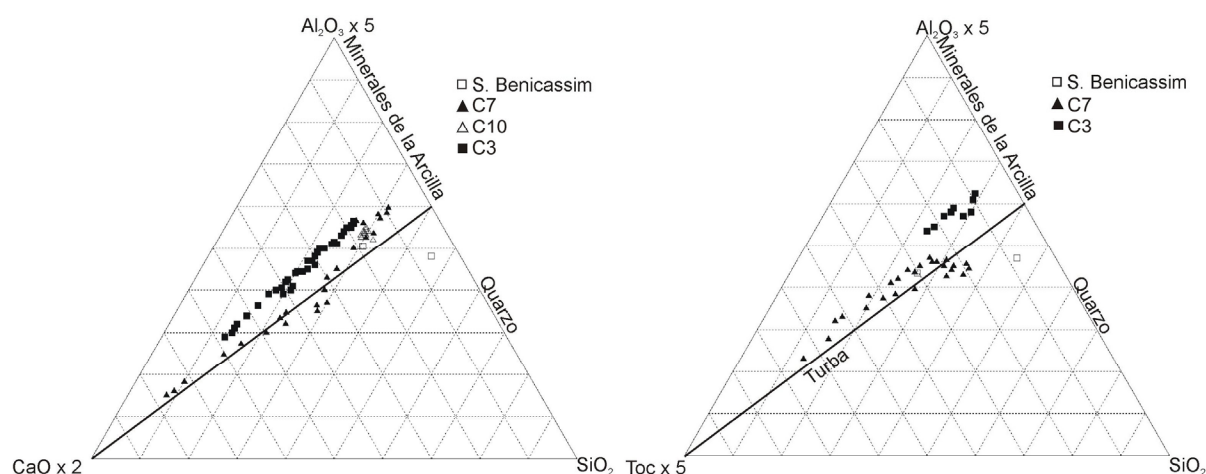


Figura 8.20.- Representación de los elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 y CaO) en el diagrama Brumsack (1989) y de los compuestos Al_2O_3 , SiO_2 y TOC en el diagrama Dellwig et al. (1999).

La correlación entre los contenidos de SiO_2 y Al_2O_3 (Fig. 8.21) de los sondeos permite observar dos relaciones diferentes. En la primera, en los sondeos C3 y C7, Si y Al presentan una correlación alta (coeficiente de correlación de 0,86 y 0,98) con las pendientes de las curvas parecidas, de modo que, se puede suponer que las arcillas se asocian a un comportamiento alógeno, detrítico. En la segunda, en la C10, donde Si y Al no muestran una relación clara (coeficiente de correlación = 0,30), a partir de lo que podemos deducir que el material ha sufrido algún proceso postdeposicional (Fig. 8.21).

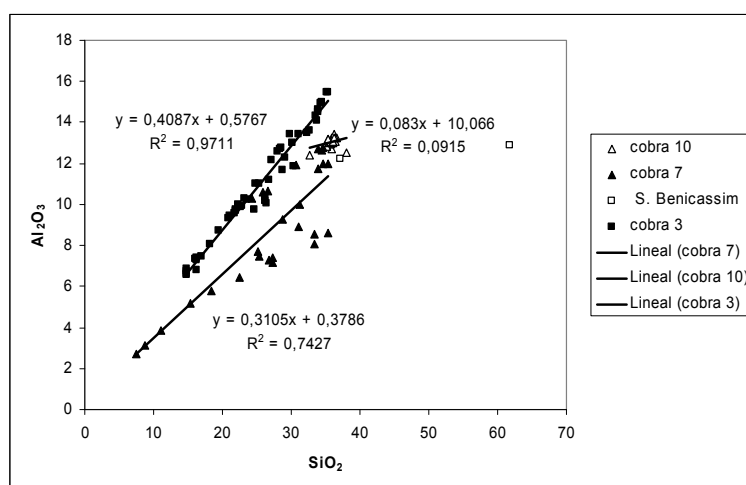


Figura 8.21.- Correlación entre SiO_2 y Al_2O_3 para los depósitos de arcillas de los sondeos de Benicassim, C3, C7 y C10.

La cantidad media de carbono orgánico de las arcillas es de 6,12 %, con valores entre 2,76 y 7,36%, coherente con la abundancia de restos vegetales (Tabla 8.7) que también se reconoce en la representación de las muestras en el diagrama ternario de Dellwig et al. (1999), donde se observa la proximidad de las muestras de C7 a la línea de la turba (Fig. 8.20).

Las relaciones medias de C/S obtenidas muestran valores superiores a 2,8, valor medio de los sedimentos marinos en aguas normales (Berner, 1982; Morse y Berner, 1995; Borrego et al., 1998; Kao et al., 2004), pero inferiores a 10, valor medio de sedimentos de aguas dulces (Berner y Raiswell, 1984), por tanto la naturaleza de las aguas debió ser salobre (Tabla 8.7). Por el contrario, según la representación de las muestras en función del C orgánico y S (Fig. 8.22) no existe una correlación directa entre ambos, lo que indicaría que el S no se encuentra como elemento reducido (sulfuro) a

partir de la materia orgánica (Berner y Raiswell, 1984) sino que existe otra fuente de aporte de azufre. Teniendo en cuenta estos factores no se puede determinar un origen concreto para la salinidad de las aguas del medio donde se depositaron las arcillas.

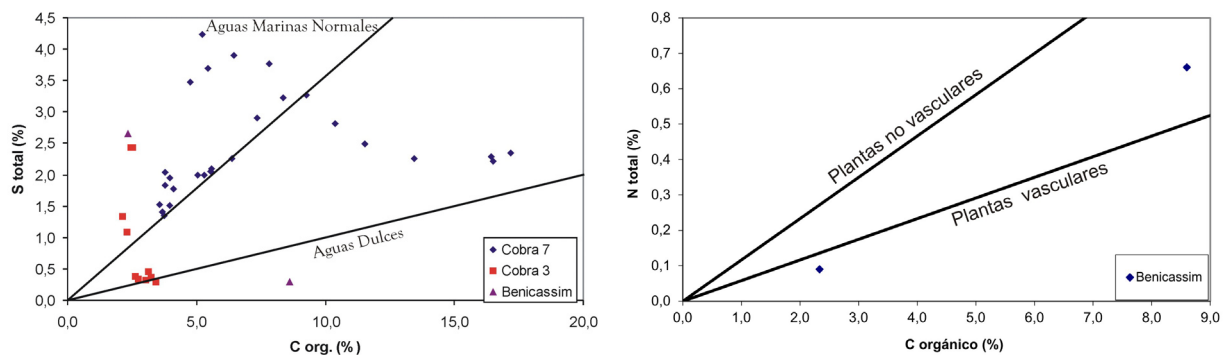


Figura 8.22.- Relación entre el S total y C orgánico, indicativa del tipo de agua donde se formaron las arcillas de los sondeos Benicasim, C3 y C7 y relación entre el N total y C orgánico para el sondeo de Benicasim.

Sólo se cuenta con resultados de nitrógeno para dos muestras del sondeo de Benicasim, para las cuales la relación de C/N (Meyers e Ishiwatari, 1995; Meyers y Teranes, 2001; Cohen, 2003) indica que la materia orgánica procede, principalmente, de plantas terrestres vasculares (Fig. 8.22).

Se han analizado las varianzas entre los compuestos químicos de los sondeos C7 y C3, donde se ha obtenido un factor de correlación próximo a 1 (Tabla 8.8), lo que indica comportamientos químicos muy semejantes de las arcillas de ambos sondeos. Los análisis de varianzas entre las C7 y C3 con la C10 presentan valores altos, posiblemente debido a que las condiciones de formación o los procesos postsedimentarios debieron ser diferentes, lo cual no permite comparar sus resultados.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	PPC	B	S
C3 y C7	1,57	1,18	1,79	2,45	1,79	36,30	0,80	0,89	0,38	3,02	0,70	0,50	1,62	1,21	1,13
C7 y C10	88,91	153,34	87,48	428,12	133,93	23,87	34,46	30,24	9,55	9,00	59,48	1,10	20,34	6,85	22,16
C3 y C10	56,70	129,55	48,84	174,75	74,90	0,66	43,28	34,12	25,46	2,98	84,62	2,18	12,55	5,67	19,59

Tabla 8.8.- Análisis de varianzas entre los elementos químicos determinados en los sondeos C3, C7 y C10.

Teniendo en cuenta el análisis de las varianzas se llevó a cabo la homogenización (o estandarización) de las variables geoquímicas de los sondeos C3 y C7 y el análisis de componentes principales permiten conocer los principales factores que controlaron la sedimentación de las arcillas en torno al marjal de Almenara:

- La primera componente (Cp1), con varianza del 72,52%) recoge la diferencia entre las variables siliciclástica (Si, Al, Fe, Mg, Na, K, Ti, P, Ba y B) y la variable carbonática (Ca, Mn, Sr y C inorgánico), (Fig. 8.23).
- La segunda de las componentes (Cp2), con una varianza de 11,29 %, está constituida únicamente por la variable orgánica (C orgánico, P y Na). Es decir, la concentración de restos de materia orgánica es independiente de otras variables como la llegada de aportes detríticos o la concentración de carbonato, aunque fue mayor cuando ninguno se produce.

- La tercera componente (Cp3-varianza de 7,92 %) agrupa a los elementos redox (S y Fe) e indica procesos de reducción y formación de sulfuro de hierro (FeS_2) cuando escasea el oxígeno.

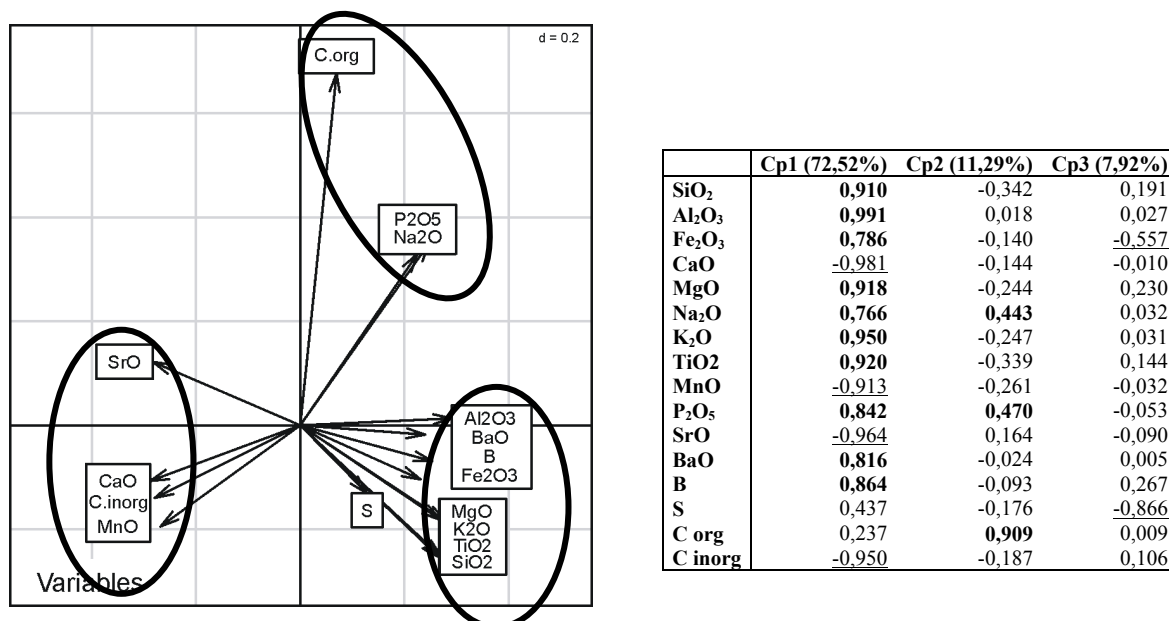


Figura 8.23.- Representación de las variables según las dos componentes principales (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de los componentes principales.

Dependiendo del sondeo se pueden observar otras relaciones entre elementos químicos, que pueden describir procesos sedimentarios o post-sedimentarios que tengan una escala más local; por ello, se ha llevado a cabo el análisis de componentes principales de las facies arcillosas en los sondeos C7, C3 y C10. No se ha realizado en sondeo de Benicasim porque únicamente hay dos muestras de facies arcillosas.

En el sondeo C7 (Fig. 8.24) las relaciones entre las variables químicas son muy similares a las obtenidas de los valores totales salvo alguna particularidad. Así, se mantiene la Cp1 (con una varianza de 72,70 %) como la relación inversa entre la variable detrítica y la carbonática. De igual manera la Cp2 (12,72 % de la varianza total) se corresponde con la variable orgánica (C orgánico y P) y se mantiene independiente de otras variables, aunque en este caso parece que la variable detrítica influye negativamente en la acumulación de materia orgánica. Finalmente, la Cp3 (varianza del 8,65 %) está formada por la variable reductora (Fe y S).

El análisis de componentes principales sobre la facies de arcillas del sondeo C3 muestra un comportamiento químico algo diferente a los valores estandarizados. En este caso, la segunda componente principal (Cp2, 9,01 % de la varianza) está formada por la relación inversa entre la variable orgánica (C org y Ba) y la variable árida (S), (Fig. 8.25). Esta variable árida está constituida por parte del azufre que debe encontrarse en las arcillas en forma de sulfato, fundamentalmente yeso; esto explica la mala correlación del C orgánico y S total.

La variable orgánica de la Cp2 está compuesta por el Ba y C orgánico. El Ba se ha asociado tradicionalmente a los aluminosilicatos, y así comprobamos que se asocia en la Cp1, pero además, en las últimas décadas, se ha comprobado que un exceso de Ba puede estar vinculado a un incremento de la productividad y, por tanto, al aumento de nutrientes y materia orgánica, y puede usarse como un

indicador de la paleoproductividad (Dymond *et al.*, 1992; Von Breymann *et al.*, 1992; Dean *et al.*, 1997; Pfeifer *et al.*, 2001).

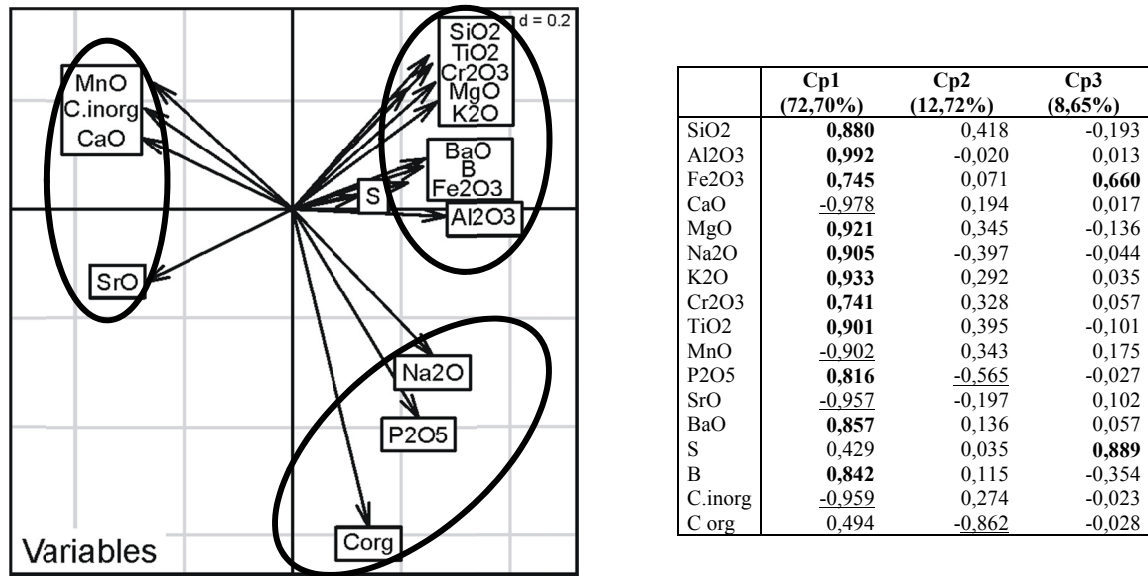


Figura 8.24.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las arcillas en el sondeo C7 (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de los componentes principales.

La tercera componente (Cp3) no está constituida por los elementos asociados a la variable de reducción que representaba en los valores estandarizados (Fig. 8.23), sino que está formada por el Na, quizás asociada a la variable de salinidad (Fig. 8.25).

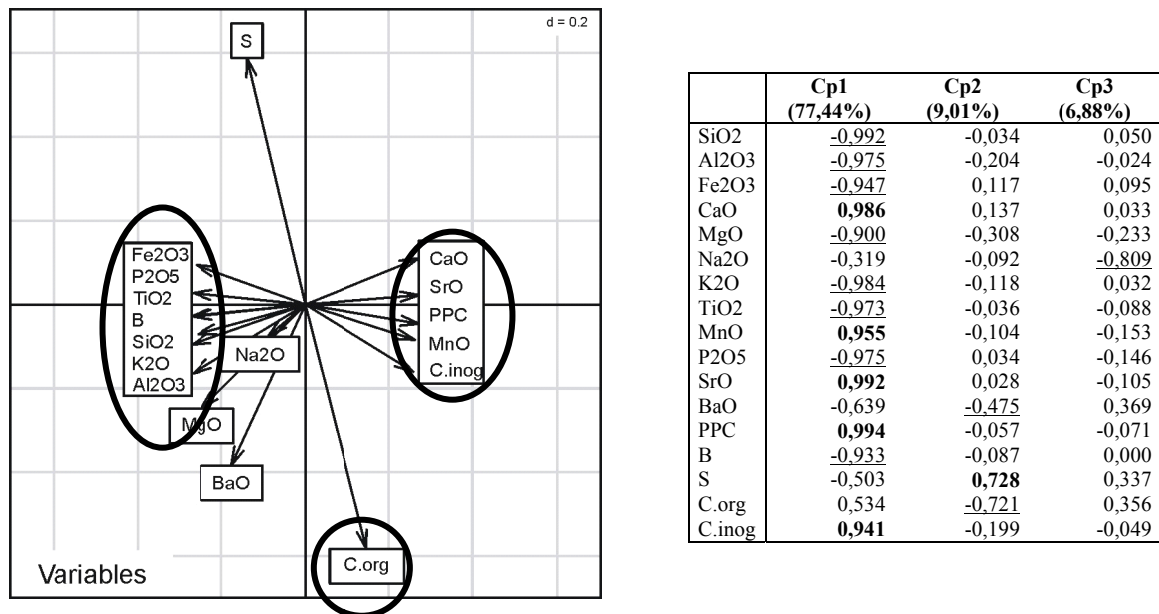


Figura 8.25.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las arcillas del sondeo C3 (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de los componentes principales.

El análisis de las componentes principales de las arcillas del sondeo C10 (Fig. 8.26) muestra que los valores de varianza de las tres componentes principales son más semejantes, es decir, el proceso dominante no es muy claro, lo que indica que este depósito arcilloso ha podido sufrir algún proceso de homogeneización.

La componente principal (Cp1) representa el 35,62% de la varianza total y está constituida por la relación inversa entre la variable de aridez y la siliciclástica. Los bajos índices de correlación de algunos de los elementos asociados a la variable siliciclástica, como Mg, K, Ti y P, indican que han sido alterados después de su sedimentación.

La variable de aridez está compuesta por S, Sr, PPC y Na. La escasa afinidad entre la PPC y el Ca permite suponer que la primera se debe esencialmente al material orgánico, de forma que la variable de aridez también se asocia a la acumulación y conservación de materia orgánica.

En resumen, la componente principal Cp1 sugiere que durante los momentos de menor llegada de aportes detríticos se podían formar minerales salinos y acumularse la materia orgánica.

La Cp2 (19,41 %) está compuesta por la relación inversa entre la variable carbonática (Ca y Mg) y la orgánica (P y PPC). Cambia ligeramente respecto al análisis sobre los valores estandarizados, puesto que, en este caso, la conservación de la materia orgánica se produce cuando no hay precipitación de carbonato cálcico, independientemente del aporte de elementos siliciclásticos.

La Cp3 (10,86 % de la varianza total) está formada por una variable con Al y K, que señala la removilización de estos elementos, es decir, indica la neoformación de minerales durante el enterramiento, posiblemente por la hidrólisis de los silicatos.

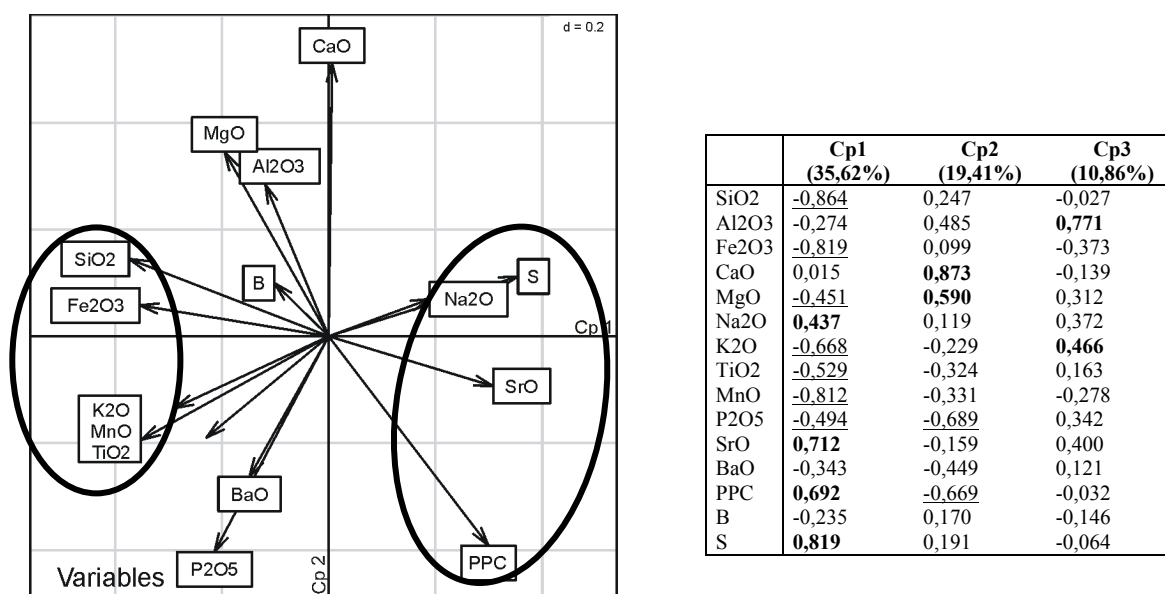


Figura 8.26.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las arcillas del sondeo C-10 (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de los componentes principales.

Interpretación:

El abundante contenido en arcillas, la ausencia de estructuras tractivas, la presencia de restos de gasterópodos y las características geoquímicas sugieren que se trata de depósitos detríticos asociados a transporte en suspensión y posterior decantación en cuerpos de agua permanentes o semipermanentes o que el medio luego se estanca o encharca. Los periodos sin aporte detrítico favorecerían procesos postsedimentarios como formación de nódulos de carbonato, arcillas de neoformación y sales (yeso).

Presenta un alto contenido de materia orgánica, evidenciado por abundantes restos de raíces y plantas y un contenido medio de C orgánico superior al 5 %. La relación C/N confirma que estos restos corresponden a plantas terrestres, aunque pueden incluir algunos restos de plantas acuáticas. Según el análisis de componentes principales la acumulación y conservación de la vegetación no depende del descenso en la cantidad de aportes y de la precipitación de carbonato, salvo alguna excepción como en C10, donde la precipitación de carbonato impide la conservación de materia orgánica. Además, la desecación y precipitación de minerales evaporíticos puede favorecer la conservación de la materia orgánica. Todos estos procesos son característicos de las zonas palustres, entre la llanura de inundación distal y lagos.

El análisis multivariante lleva a considerar la posibilidad de dos orígenes del azufre, uno afín a la materia orgánica y otro a los minerales evaporíticos, lo que dificulta interpretar correctamente la relación C/S y, por tanto, determinar las condiciones de salinidad del agua donde se depositaron o precipitaron. La combinación de ambos orígenes eleva la cantidad de S total, de forma que los valores de C/S indican condiciones más salinas que las aguas marinas normales, pero, en realidad, el S total de origen orgánico es más bajo de lo que se ha medido, de forma que las aguas aunque salobres deben tener influencia de agua dulce.

También en el sondeo C10 se han detectados procesos secundarios como la hidrólisis de minerales silicatados, que se producen en los periodos de inundación característicos del ambiente palustre (Anadón, 1992; Reading, 1996). El estudio conjunto del análisis geoquímico y mineralógico sugiere que la asociación principal, illita, clorita, caolinita y esmectita es de origen detrítico, procedente de los materiales pleistocenos donde predomina esta asociación. Pero también se producen nuevos procesos de alteración de los feldespatos, fundamentalmente del feldespato potásico, que se transforma a caolinita. Tampoco podemos descartar que se hayan producido transformaciones de illitas a vermiculitas o esmectitas cuando las aguas tienen altas concentraciones de magnesio, como proponen Jones (1986) o Mees (2001) en este tipo de ambiente.

8.1.10. Limos arcillosos con *Cerastoderma glaucum* (Fv)

Descripción:

Están constituidos por limos y limos arcillosos ricos en carbonato (Fig. 8.27). En general, son de color gris, ligeramente verdoso, pero llega a adquirir tonos oscuros cuando la materia orgánica es muy abundante (Fig. 8.27). O colores claros, incluso blancos, cuando predomina el carbonato en forma de grandes nódulos de formas irregulares y bordes difusos (Fig. 8.28). Son limos masivos pero, localmente, se reconoce laminación difusa de bajo ángulo. El espesor varía entre unos decímetros, en el sondeo de Benicasim, hasta más de 5 m, en el sondeo de Almenara. Presenta abundante fauna, restos carbonosos, bioturbaciones y concreciones de carbonato dispersas, y son numerosas las intercalaciones fosilíferas con bioclastos y restos enteros, en su mayoría bivalvos (*Cerastoderma glaucum*), gasterópodos (*Hydrobia*), foraminíferos, ostrácodos y algún canto disperso (Fig. 8.29).

De entre los restos fósiles cabe destacar dos asociaciones de foraminíferos y ostrácodos. La primera asociación de foraminíferos está constituida por *Ammonia beccarii* (Linné), *Haynesina germanica* (Ehrenberg) y *Elphidium* gr. *Excavatum* (Terquem), y va acompañada por los ostrácodos, *Candona angulata* (Müller), *Loxoconcha elliptica* (Brady), *Cyprideis torosa* (Jones) y *Xestoleberis nitida*. La segunda asociación está constituida por las especies *Ammonia beccarii* (Linné), *Haynesina germanica* (Ehrenberg) *Elphidium* gr. *excavatum* (Terquem) y *Aubignyna preluca* (Heron – Allen &

Earland), y la asociación de ostrácodos está formada por *Aurila arborescens* (Brady), *Loxoconcha elliptica* (Brady), *Cyprideis torosa* (Jones) y *Xestoleberis nítida*.

Solamente se han reconocido en los sondeos de Almenara y Benicasim, y en este último caso con muchos problemas debido a procesos de licuefacción a la hora de extraer el testigo. La base solo se ha podido reconocer en el sondeo de Almenara, donde el contacto con la facies arenosa infrayacente (Sb) es plana y neta.



Figura 8.27.- Aspecto de los limos arcillosos (Fv) del sondeo de Almenara. El tono oscuro, en la imagen de la derecha, viene determinado por el contenido en materia orgánica.



Figura 8.28.- Aspecto de los limos arcillosos del sondeo de Benicasim entre los 4,80-4,60 m.



Figura 8.29.- *Cerastoderma glaucum* (Lamarck).

El análisis mineralógico indica que los limos contienen una alta cantidad de calcita y filosilicatos, principalmente illita (Tabla 8.9). El cuarzo es abundante, pero la alta concentración de calcita en alguna de las muestras lo relega hasta proporciones de un mineral traza (Fig. 8.30). Además, aparecen pequeñas cantidades de plagioclasa, feldespato K, dolomita y aragonito, este último procedente de los fragmentos de bivalvos y gasterópodos. También hay trazas de yeso.

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Benicasim	475	Cal					Qtz	Arag, Gyp
Benicasim	470		Cal			Filo (Ill)	Arag	Qtz
Almenara	1640		Cal			Filo (Ill)	Arag	Qtz, Plag, Dol
Almenara	1560		Cal		Filo (Ill)			Qtz, Arag, Plag, Dol
Almenara	1465	Cal					Filo (Ill)	Qtz, Py
Almenara	1400		Cal			Filo (Ill)	Qtz	Dol, FtoK, Plag
Almenara	1265		Cal			Filo (Ill, Clo)		Arag, Qtz, Dol
Almenara	1220		Cal				Filo (Ill, Ver, Cao)	Qtz, Arag, Py, Dol, Plag

Tabla 8.9.- Mineralogía de las facies de limos arcillosos con *Cerastoderma glaucum*. Cal-calcita, Qtz-cuarzo, Arag-aragonito, Gyp-yeso, Plag-plagioclase, Dol-dolomita, FtoK-feldespató potásico, Py-pirita, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita, Clo-clorita y Ver-vermiculita.

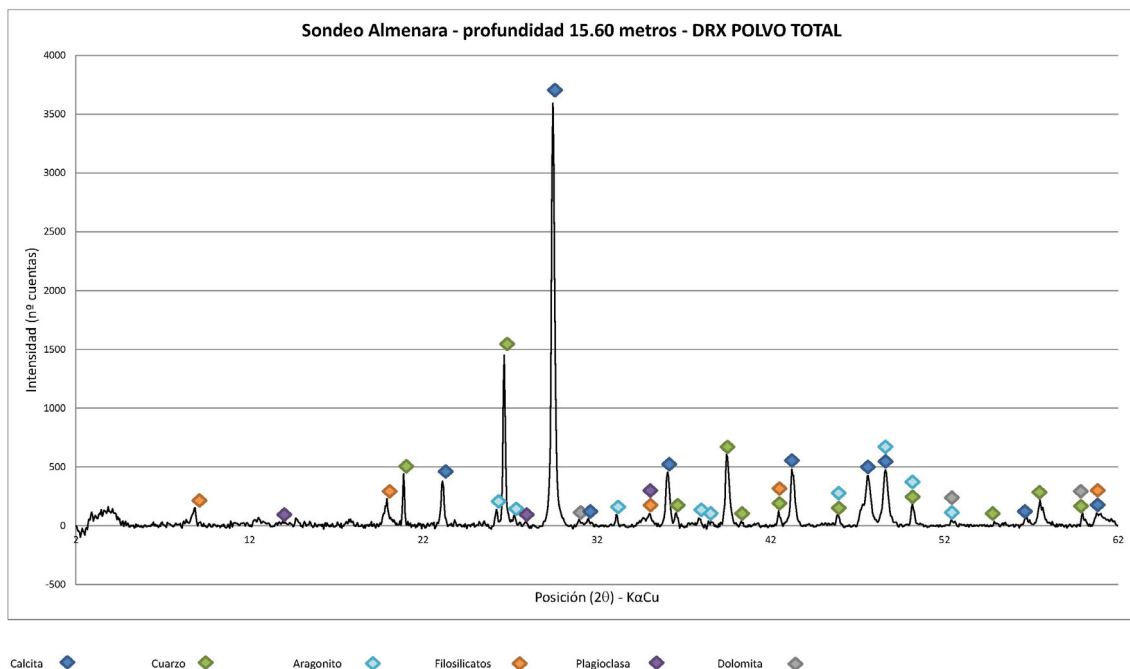


Figura 8.30.- Diffractograma de los limos arcillosos con bioclastos en el sondeo de Almenara mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción.

Se realizaron los análisis químicos sobre la facies de limos en los sondeos de Almenara y Benicasim. Estos análisis confirman los datos mineralógicos, puesto que el elemento mayoritario es el Ca (Tabla 8.10), seguido por el Si. La alta proporción de Al_2O_3 (6,37% y 5,48 %) se interpreta como debido al contenido en filosilicatos, si bien son inferiores a las de las facies de limos pardos (Fr). La relación Si/Al muestra valores bajos, entre las facies de arcillas grises (Fcf) y limos pardos (Fr). Así, la relación entre los tres elementos mayoritarios (diagrama de Brumsack, 1989, Figura 8.31) indica el predominio del CaO sobre la SiO_2 y Al_2O_3 .

En general, todos los elementos químicos presentan valores de varianza bajos, lo que indica que se trata de un depósito homogéneo (Tabla 8.10).

		CaO (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃	Si/Al	Mg/Ca	S (%)	M. org.	N (%)	C/N	C/S
S. Almenara	μ	34,08	22,43	6,37	3,78	0,08	0,74	1,89	0,05	18,96	1,34
	σ^2	36,16	38,75	5,33	0,96	0,00	0,29	2,89	0,00	102,68	0,24
	σ	6,01	6,22	2,31	0,98	0,04	0,54	1,70	0,04	10,13	0,49
S. Benicasim	μ	40,63	17,87	3,31	5,40	0,06	0,35	0,86	0,06	8,36	1,30
	σ^2	1,23	4,04	0,00	0,35	0,00	0,00	0,00	0,00	0,46	0,09
	σ	1,11	2,01	0,01	0,59	0,00	0,06	0,07	0,00	0,68	0,31

Tabla 8.10.- Valores de CaO, SiO₂, Al₂O₃, S y materia orgánica, y las relaciones Si/Al, Mg/Ca, C/N y C/S. Dónde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

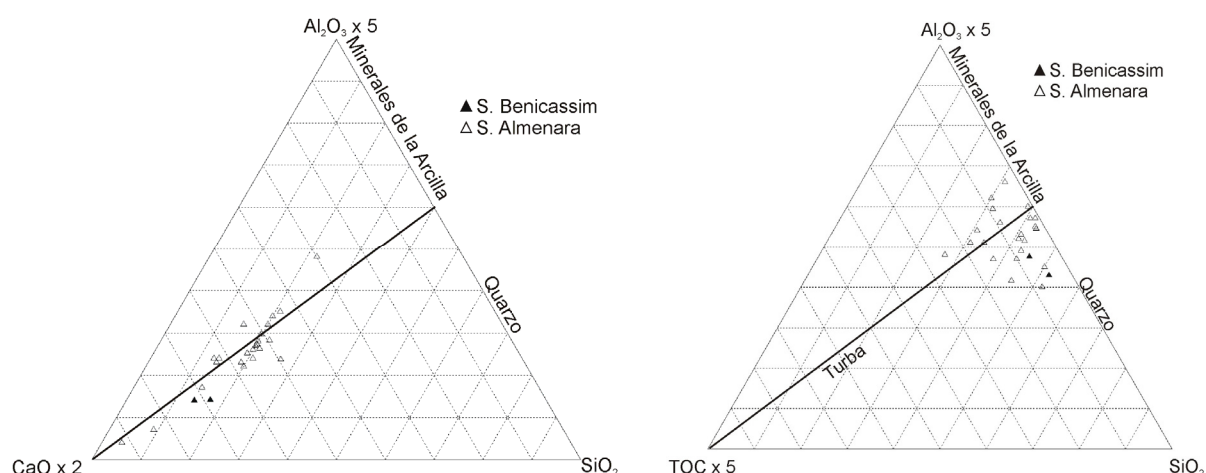


Figura 8.31.- Representación de los elementos mayores (SiO₂, Al₂O₃ y CaO) en el diagrama Brumsack (1989) y de los compuestos Al₂O₃, SiO₂ y TOC en el diagrama Dellwig et al. (1999).

Los contenidos medios de materia orgánica y de nitrógeno son bajos (Tabla 8.10; Fig. 8.32), con valores en la relación C/N intermedios, propios de una mezcla de plantas acuáticas no vasculares y plantas vasculares. Hay ciertas diferencias entre los dos sondeos, en Benicasim las dos muestras presentan valores bajos, que señalan un posible origen del C orgánico de plantas no vasculares, mientras en Almenara hay tres tipos muestras: muestras que señalan un origen de plantas acuáticas no vasculares; muestras con un claro origen de plantas vasculares, y muestras que indican mezcla de ambas (Fig. 8.32).

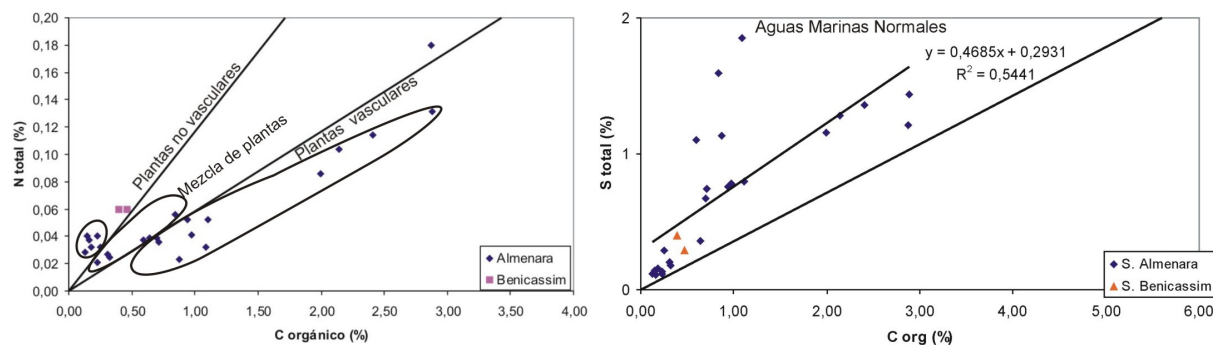


Figura 8.32.- Relaciones entre el N total y C orgánico y entre el S total y C orgánico para la facies de limos (Fv) en los sondeos de Almenara y Benicasim.

Los valores medios de azufre total varían bastante entre ambos sondeos, son significativamente más altos en el sondeo de Almenara (Tabla 8.10). Sin embargo, las relaciones C/S son muy similares e indican unas condiciones de sedimentación de ambiente marino con una columna de agua bien oxigenada (Fig. 8.32). El índice de correlación entre ambos elementos es bajo (0,73 %), lo que parece señalar que para algunas de las muestras pudiera existir otra fuente del S total.

El análisis multivariante de los elementos químicos muestra una primera componente principal (Cp1, varianza 55,52 %) compuesta por la diferencia entre el carbonato (Ca, C inorgánico y S) y las variables siliciclástica (Si, Al, Fe, Ti, Na, Ba, Mn, K, Mg) y orgánica (C orgánico y N), (Fig. 8.33). La agrupación de elementos químicos asociados a minerales arcillosos (Al, Mg, K,...) y silicatados (Si, Ti) dentro de una misma variable indica un mismo origen, para las arcillas y para el cuarzo detrítico, es decir, ambas mineralogías sufrieron algún tipo de transporte antes de depositarse, al igual que parte de la materia orgánica acumulada.

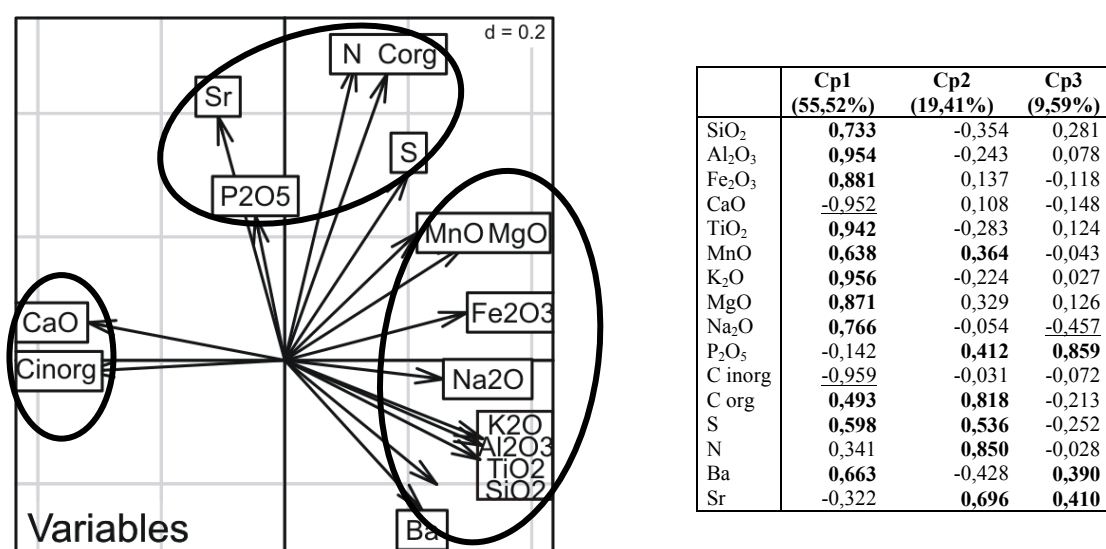


Figura 8.33.- Representación de las variables según las dos componentes principales de los limos arcillosos con *Cerastoderma glaucum* (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de cada una de las componentes principales.

La segunda componente (Cp2, varianza 19,41 %) está compuesta sólo por las variable orgánica (C orgánico, N, S, Sr y P), independiente de la variable detrítica, por lo que lo más probable es que parte de la materia orgánica sea acumulada y conservada en el propio ambiente y no haya sufrido ningún transporte.

En la tercera componente (Cp3, varianza 9,59 %) se unen el P y Ba, que son elementos que han sido asociados a productividad orgánica; el Ba sobre todo en ambientes marinos (Dymond *et al.*, 1992). Dicha variable de productividad está directamente relacionada con la variable de aridez (Sr) e inversamente con la variable de salinidad (Na).

En resumen, el análisis multivariante muestra que las facies de limos son de origen siliciclástico y que el carbonato precipita cuando no existen aportes. También que el origen del S total es principalmente orgánico aunque existen dos fuentes de la materia orgánica, una asociada a transporte y posterior sedimentación, y otra autóctona, sin relación con los aportes detríticos y precipitación de carbonato.

Interpretación:

La mineralogía, el tamaño de grano y el análisis multivariante sugieren un depósito por decantación de limos y arcillas transportadas en suspensión y posterior precipitación de carbonato. La preservación de restos vegetales y la coloración verde del sedimento corresponden a unas condiciones ligeramente reductoras. La aparición de niveles ricos en bioclastos y cantos dispersos indican episodios de alta energía que retrabajan y concentran los restos de fauna. El análisis multivariante señala que esta entrada de aportes siliclásticos lleva asociada parte de la materia orgánica, constituida por una mezcla de plantas vasculares y acuáticas.

La presencia de *Cerastoderma glaucum* (Lamarck) confirma que esta facies se depositó en un medio marino somero restringido o un estuario, pues esta especie es eurihalina típica de áreas infralitorales, estuarios o fondos fangosos y arenosos de *lagoon* restringidos, con periodos de influencia marina moderada (Russell y Petersen, 1973; Wilson y Elkaim, 1997; Nikula y Väinölä, 2003). También se han encontrado gasterópodos terrestres del género *Hydrobia*, que se adapta a un amplio rango de salinidades y cuya asociación con *Cerastoderma glaucum* (Lamarck), según Blázquez (2003), se relaciona con ambientes salobres con comunicación marina.

Los foraminíferos y los ostrácodos, indican un ambiente de aguas salobres-oligo-mesohalinas y, excepcionalmente, polihalinas. Así, por ejemplo, el ostrácodo más abundante, *Cyprideis torosa* (Jones), puede habitar bajo un amplio rango de salinidades; es una especie típica de aguas someras que vive en ambientes litorales marinos permanentes y marginales marinos, tales como deltas, estuarios o *lagoons* costeros (Carbonell *et al.*, 1988; Cabral *et al.*, 2006). La asociación *Cyprideis torosa* (Jones) y *Loxoconcha elliptica* (Brady) es propia de sustratos limosos de ambientes con grandes oscilaciones de la salinidad (Ruiz *et al.*, 2000). La presencia de *Cyprideis torosa*, *Loxoconcha elliptica* y *Xestoleberis nítida* es característica de aguas cálidas de ambientes restringidos ricos en sulfatos y cloruros (Mezquita *et al.*, 1999; Cearreta *et al.*, 2003; Cabral *et al.*, 2006) y según Ruiz *et al.* (2000) la asociación *Cyprideis torosa* (Jones) y *Xestoleberis sp.* se encuentra en áreas de bajo gradiente hidrodinámico, es decir, aguas tranquilas. Únicamente *Candona angulata* (Müller) se asocia a aguas continentales (Santesteban *et al.*, 2009).

La especie de ostrácodo *Aurila arborescens* (Brady) que forma parte de la segunda asociación de ostrácodos y foraminíferos es, según Freitas *et al.* (2003), una especie litoral o sublitoral marina. *Ammonia beccarii* (Linné), el foraminífero más abundante, vive preferentemente en la zona infralitoral y la plataforma interna. Según Murray (1991), es un foraminífero bentónico eurihalino y euritérico y adaptada a salinidades de 35-38 ‰ y a temperaturas entre 10° y 25° C. *Haynesina germanica* (Ehrenberg) es una especie infaunal, libre, de aguas salobres, en un rango de salinidad entre 0 y 30 ‰, aunque en épocas de sequía puede soportar hasta el 50 ‰, siendo frecuente en marjales y zonas marginolitorales (Murray, 1991, Lévy *et al.*, 2000; Blázquez, 2003). *Elphidium* gr. *excavatum* (Terquem) es una especie eurihalina y euritérica, que vive en fondos de arena y fango, desde aguas salobres a hipersalinas (Murray, 1991; Usera *et al.*, 2002). En conclusión, la asociación de foraminíferos *Ammonia beccarii*, *Haynesina germanica* y *Elphidium* gr. *excavatum*, reconocida en muchas áreas del litoral peninsular, se caracteriza por vivir en aguas restringidas (Blázquez, 2003). En cuanto a *Aubignyna preluída* (Eron-Allen & Earland), que también forma parte de la segunda asociación de ostrácodos y foraminíferos, es una especie muy frecuente en los marjales y albuferas del Mediterráneo (Usera y Matéu, 1995; Usera *et al.*, 2002; Blázquez, 2003).

En resumen, del análisis paleontológico se deduce que la primera asociación de foraminíferos y ostrácodos se adapta a grandes variaciones de la salinidad como puede ser, por ejemplo, el cambio

estacional, como indica la presencia de *Candona angulata* (Rossetti *et al.*, 2006). Por su parte, la segunda asociación representa una mayor afinidad con condiciones marinas como se deduce de la aparición *Aubignyna prelucida*, de aguas mesohalinas, y el ostrácodo *Aurila arborescens*, de aguas polihalinas. El análisis de C/S confirma que se trata de un ambiente marino, pero con una ligera influencia continental.

En conclusión, los análisis geoquímicos, mineralógicos y paleontológicos sugieren que estos depósitos se formaron en zonas lagunares restringidas con influencia marina, con un alto contenido en sales (aguas salobres) y nutrientes que permitieron el desarrollo de abundante fauna acuática y plantas inferiores inferiores no vasculares (algas).

La profundidad no es excesiva, puesto que el oleaje afecta al fondo y da lugar a laminación cruzada de *ripples* de oscilación. Además una parte de la materia orgánica es retrabajada y decanta junto a los siliclásticos, posiblemente después de las tormentas, por ello se reconoce mezcla de plantas vasculares y no vasculares.

La lámina de agua podía reducirse estacionalmente, llegando a producir la desecación parcial de las lagunas permitiendo la precipitación de minerales evaporíticos (yeso y dolomita). Durante estos periodos semi áridos, las plantas terrestres pudieron colonizar estos *lagoons* semisecos.

8.1.11. Arenas grises (Sl)

Descripción:

Están formadas por arenas grises con matriz arcillosa, laminación paralela y abundantes bioclastos que muestra una tendencia granodecreciente a arenas finas masivas de tonos amarillentos. La base puede ser erosiva (Fig. 8.34) y en algunos casos pueden tener cantos redondeadas de calizas mesozoicas (centil \approx 6 cm), (Fig. 8.35) y su potencia varía entre unos pocos centímetros hasta más de un metro. Hacia techo disminuyen los bioclastos y aumentan los restos completos de bivalvos infralitorales como *Abra sp.* y *Cerastoderma glaucum* (Lamarck) y gasterópodos terrestres (*Melanopsis*, *Lymnaea*, *Hydrobia* y *Bithynia*), (Fig. 8.36). También en la vertical aumentan los restos de vegetales que pueden aparecer dispersos, como pequeñas acumulaciones, o como niveles intercalados. También suele presentar bioturbación por raíces y pequeñas concreciones carbonáticas (Fig. 8.34).

Se ha reconocido en los sondeos de Almenara, C7, C6 y C8, relacionado a otras facies de arenas (Sb), calizas (Cr) y turbas (T).



Figura 8.34.- Facies de arenas grises en el sondeo C7. En la imagen se puede apreciar la base erosiva, las bioturbaciones de raíces (flecha roja) y fibras vegetales dispersas (flecha blanca), hacia techo aumentan los restos vegetales. El límite superior es gradual.



Figura 8.35.- Base irregular de las facies de arenas con cantos redondeados y elongados en el sondeo de Almenara.



Figura 8.36.- *Melanopsis tricarinata* (Bruguière).

La mineralogía indica que son arenas compuestas predominantemente por cuarzo, en algún caso con matriz arcillosa de illita y ocasionalmente de caolinita (Tabla 8.11). El contenido en calcita es alto a muy alto (Fig. 8.37), los feldespatos son minerales minoritarios y dolomita, yeso y pirita aparecen como trazas o simples indicios.

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Almenara	540		Cal				Filo (Ill, Cao), Qtz	FtoK, Py
Almenara	330			Cal	Qtz		Filo (Ill, Cao)	FtoK, Dol, Plag, Py, Gyp
Almenara	210		Qtz		Cal			Plag, FtoK, Dol, Py
C 7	330			Qtz, Cal				FtoK, Dol, Py

Tabla 8.11.- Mineralogía de la matriz de las facies de arenas grises. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespato potásico, Cal-calcita, Dol-dolomita, Py-pirita, Gyp-yeso, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita y Clo-clorita.

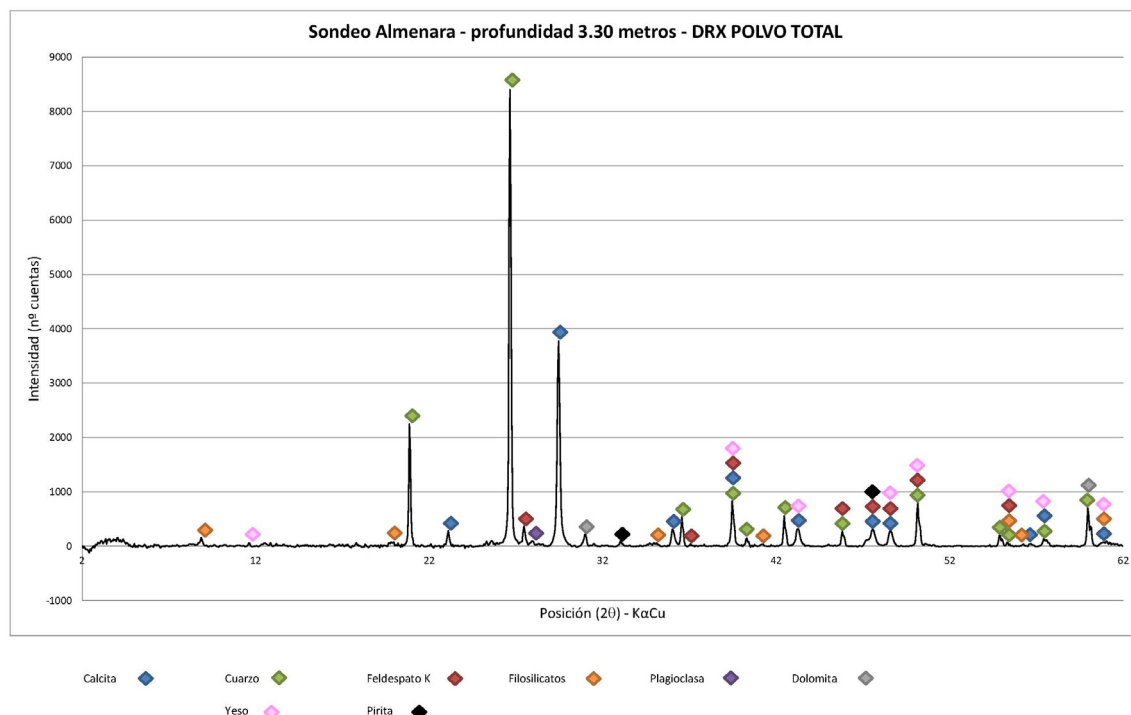


Figura 8.37.- Difractograma de las arenas grises en el sondeo de Almenara mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción.

El análisis geoquímico de las muestras del sondeo de Almenara confirma la alta proporción de minerales silicatos (Tabla 8.12). Igualmente la proporción de Ca es alta, con un valor medio del 26,64%. Los contenidos de ambos elementos (Si y Ca) son muy variables, como revelan los valores altos de la varianza y el diagrama de Brumsack (1989), (Fig. 8.38). Por el contrario, el contenido en Al asociado a los aluminosilicatos como las arcillas es bajo (Tabla 8.12) y la relación Si/Al, que señala la cantidad de arcillas (según Jones y Bowser, 1978) tiene valores altos, es decir, los minerales arcillosos son escasos.

La correlación de SiO₂ y Al₂O₃ tiene un coeficiente de correlación muy próximo a 0 ($R=-0,36$) y ligeramente negativo, lo que parece indicar que no hay relación entre ambos elementos y, por tanto, el origen del cuarzo y las arcillas deben considerarse diferentes (Fig. 8.39).

	CaO (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃	Si/Al	S (%)	M. org.	N (%)	C/N	C/S
μ	26,64	41,05	3,19	16,80	0,57	3,92	0,09	25,90	3,13
σ^2	47,55	119,90	2,20	95,17	0,08	14,51	0,01	177,87	3,72
σ	6,90	10,95	1,48	9,76	0,29	3,81	0,07	13,34	1,93

Tabla 8.12.- Valores de CaO, SiO₂, Al₂O₃, S y materia orgánica y relaciones Si/Al, C/N y C/S del sondeo de Almenara. Donde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

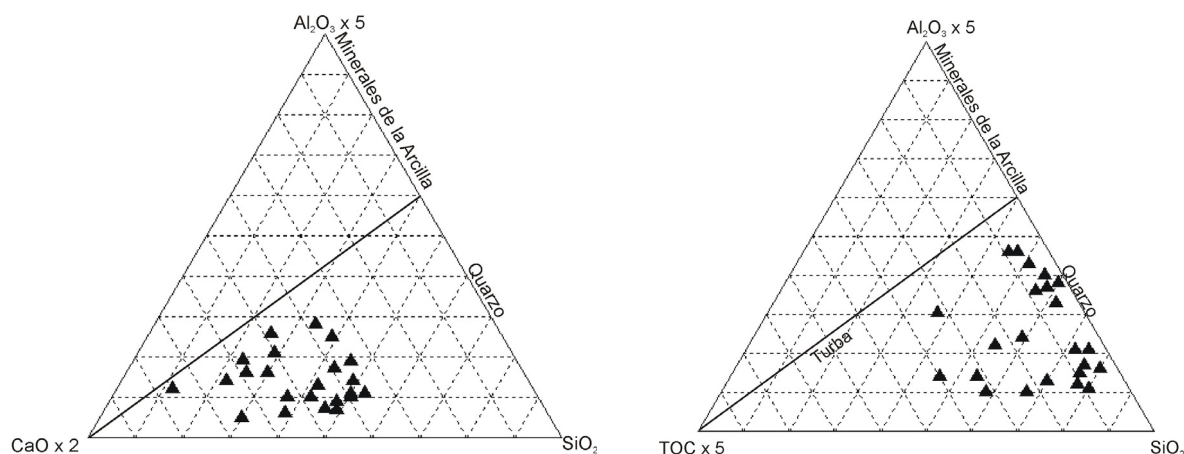


Figura 8.38.- Representación de los elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 y CaO) en el diagrama de Brumsack (1989) y diagrama ternario relacionando los compuestos Al_2O_3 , SiO_2 y TOC de Dellwig et al. (1999) de las muestras del sondeo de Almenara.

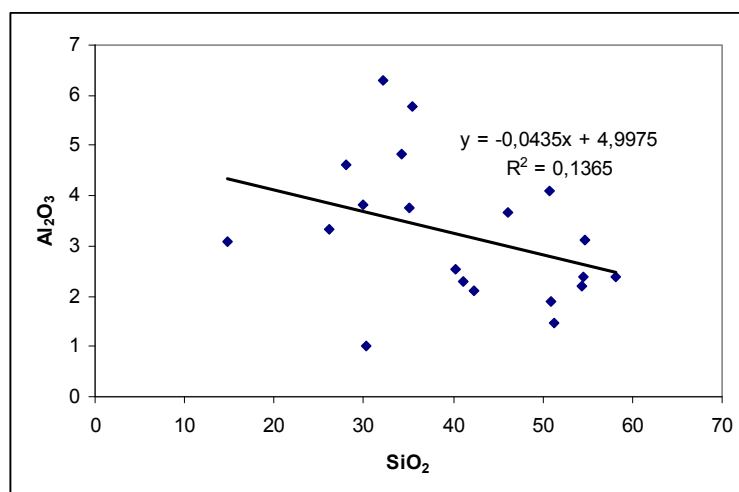


Figura 8.39.- Relación entre la variable argílica (Al_2O_3) y la silícea (SiO_2) para la facies de arenas grises del sondeo de Almenara.

En general, estas facies presentan un bajo contenido en materia orgánica (Tabla 8.12) aunque los restos dispersos de vegetación puede elevar en algunos casos los valores de C orgánico (Fig. 8.38). La relación C/N (Meyers e Ishiwatari, 1995; Meyers, 1997; Meyers y Teranes, 2001; Cohen, 2003) con un valor medio superior a 20 indica que la materia orgánica procede de plantas vasculares. No obstante en el análisis detallado se observa que, aunque existe un predominio de este tipo de vegetación, también hay una cierta cantidad de materia orgánica derivada de plantas no vasculares, como pueden ser algas (Fig. 8.40).

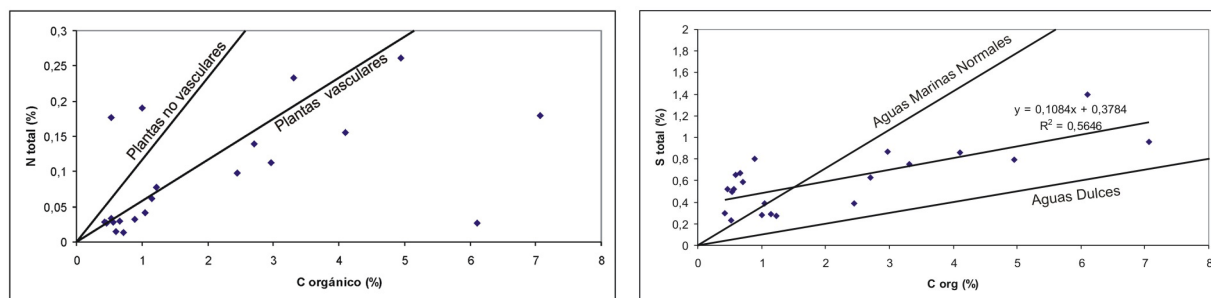


Figura 8.40.- Relaciones entre el N total y C orgánico y entre el S total y C orgánico para la facies de arenas grises en el sondeo de Almenara.

El contenido en S total es bajo y muy constante (Tabla 8.12), con un valor medio de la relación C/S (Berner, 1982; Morse y Berner, 1995) entre 2,8 y 10, correspondiente a una zona de mezcla de aguas marinas y aguas dulces (Tabla 8.12). Esto se confirma con el análisis pormenorizado de las muestras (Fig. 8.40), con el que además, se comprueba que el índice de correlación entre ambos elementos es bajo (0,75) debido a la combinación de varios orígenes para alguno de los dos elementos. Por todo ello, no se puede determinar un origen concreto de las aguas donde se formó el depósito, pero si inferir la fuerte influencia que tienen las aguas continentales sobre el mismo ya que la recta de correlación tiene una pendiente muy similar a la recta del límite del agua dulce.

El análisis de componentes principales de las muestras del sondeo de Almenara (Fig. 8.41) confirma que la Componente principal 1 (Cp1, varianza del 55,46%) es la relación inversa entre la variable detrítica o silíceo y la variable argílica (filosilicatos). Los elementos asociados a la variable argílica son Al, Fe, Ti, Mn K, P, S y la mayor parte de las tierras raras. La silíceo está compuesta por Si, N y Cr, que también tiene una relación inversa con la precipitación de carbonato, puesto que es la relación que constituye la segunda componente principal (Cp2, con una varianza explicada del 21,87 %). En la Cp2, la variable silíceo también es afín a la variable orgánica, compuesta por C orgánico, S y N, mientras la variable carbonática está compuesta por Ca, C inorgánico y Sr. En general, se deduce que una parte de la materia orgánica se asocia al transporte y sedimentación terrígena y no está supeditada a un ambiente de baja energía en el cual tiende a precipitar carbonato o a la decantación de arcillas. Por el contrario, la tercera componente (Cp3, varianza del 11,65 %) señala que otra parte de la materia orgánica (C orgánico) no es afín a la variable detrítica sino a la variable salina (Mg, Sr, y S) y al carbonato, es decir, que hay una pequeña porción de materia orgánica que se acumula en el propio ambiente, lo que además, explica las dos fuentes u orígenes del azufre registrado.

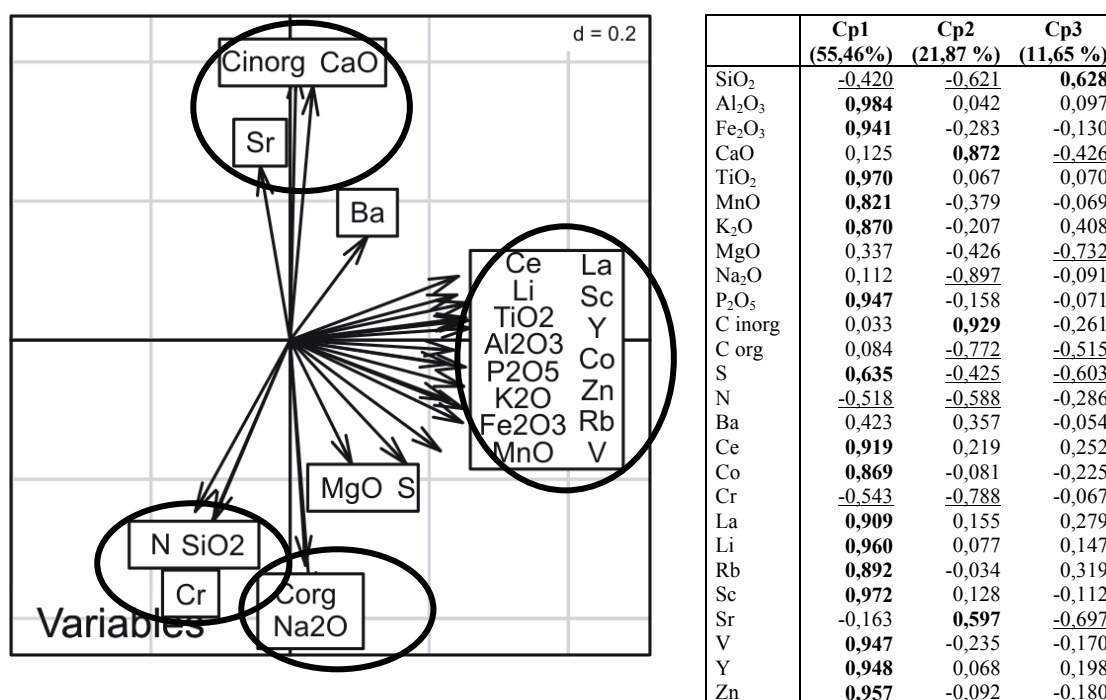


Figura 8.41.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las arenas grises (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de cada componentes principales.

Interpretación:

La base erosiva, la laminación paralela y la secuencia granodecreciente indican que la facies se depositó tras un evento de alta energía que perdió, progresivamente, energía. Se trata de un evento aparentemente rápido en el que primero se depositan las partículas arenosas, y ocasionalmente gravas, que son transportadas en un régimen turbulento cuyo flujo va perdiendo energía y pasa a un régimen laminar con sedimentación de arenas con laminación horizontal y finaliza con la decantación de las arenas y arcillas (cuando se ha disipado el flujo). La intensidad del evento viene marcada por la granulometría: a mayor diámetro mayor energía del flujo. El color grisáceo sugiere que la sedimentación se produjo bajo una lámina de agua lo bastante con fondo reductor, salvo en la parte superior, donde se observan tonalidades amarillentas, lo que indica unas condiciones oxidantes, al menos temporalmente.

Se ha reconocido una mezcla de fauna infralitoral y continental, además de fragmentos y restos de vegetación. Entre los restos enteros de fauna se ha identificado *Melanopsis tricarinata* (Bruguière), un gasterópodo terrestre de aguas dulces u oligohalinas (Plaziat y Younis, 2005; Hazan *et al.*, 2005) y *Lymnaea*, *Bithynia* e *Hydrobia*, característicos de ambientes lacustres y palustres de agua dulce (Collado y Roble, 1983; Plaziat y Younis, 2005). Junto a ellos aparece *Abra sp.*, una especie propia de ambientes litorales marinos (Freitas *et al.*, 2003) y *Cerastoderma glaucum* (Lamarck), asociada también a ambientes litorales con influencia marina (Russell y Petersen, 1973).

El proceso principal es el transporte episódicos de arenas hacia un ambiente tranquilo, por ello a techo se observa la decantación de arcillas, la implantación de vegetación terrestre y un incremento en la precipitación de carbonato. La materia orgánica procede en su mayor parte de plantas terrestres que han podido ser removidas y transportadas junto con las arenas para depositarse con ellas, pero también puede desarrollarse dentro del ambiente lacustre o palustre y verse favorecida por las condiciones de tranquilidad; en este último caso los valores de C orgánico son más altos y, por tanto, la relación C/S indica la menor influencia de las aguas marinas.

En resumen, la presencia de fauna continental e infralitoral mezclada con vegetación alóctona, la sedimentación episódica bajo lámina de agua salobre y un proceso predominantemente de alta energía señalan como formadores de estos depósitos a eventos de tormentas que inundan la parte trasera del *backshore*, formando *washover fans*, que pueden superponerse unos a otros o coalescer y que se interdigitan con los depósitos palustres o lacustres de ambientes tranquilos, (Dabrio, 1992; Luque, 2002; Boss y Neumann, 1993; Chagué-Goff *et al.*, 2002), (Fig. 8.42).

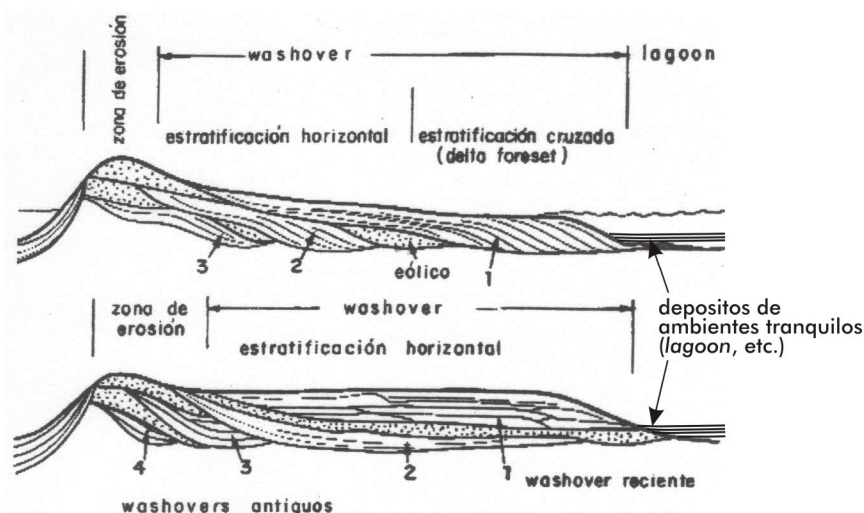


Figura 8.42.- Modelos de washover fans. (Modificado de Schwartz, 1982, en Dabrio, 1992).

Estos eventos son muy frecuentes en las costas sin dunas o en contextos transgresivos, cuando el aporte sedimentario no compensa la elevación relativa del nivel del mar (Dabrio, 1992). Según Schwartz (1982) los *washover fan* se encuentran con mayor frecuencia en costas micromareales, siendo más raros en meso y macromareales.

8.1.12. Arenas con bioclastos (Sb)

Descripción:

Se trata de arenas medias homométricas, grises, con cantos dispersos de hasta 1,5 cm en la base, principalmente de calizas mesozoicas redondeadas (Fig. 8.43a) y restos carbonosos oxidados. La tendencia general es granodecreciente y puede presentar laminación cruzada de bajo ángulo (Fig. 8.43.b).

Suelen aparecer ligeramente cementadas, salvo en niveles con trazas de raíces que se encuentran muy cementados. Abundan los fragmentos de bivalvos dispersos, fundamentalmente de *Cerastoderma glaucum* (Lamarck), o formando laminación cruzada de bajo ángulo. También hay estructuras orgánicas de bioturbación verticales tipo *skolithos*.

La dificultad en el estudio de estas facies reside en la mala recuperación que tiene en sondeo y no aflora en superficie, lo que complica mucho el reconocimiento de sus estructuras, componentes y relaciones verticales con otras facies. Se han identificado en los sondeos de Almenara, C5 y C6, relacionadas con otras facies de arenas (SI) y limos y arcillas (Fcf y Fv).

En la base de esta facies, en el sondeo C5, hay una acumulación de minerales pesados que se identifican porque la susceptibilidad magnética y la resistividad tienden a presentar valores absolutos bajos, aunque más altos que en el resto de facies (Anexo II). Los valores medios de densidad también son los más altos de todos los depósitos holocenos, siempre superiores a 2 g/cm³.



Figura 8.43.- Imagen de las arenas con bioclastos: a) arenas con cantos de calizas redondeadas (sondeo de Almenara); b) laminación paralela de bajo ángulo constituida por arenas y fragmentos de conchas (sondeo C5).

Los minerales más abundantes son calcita y cuarzo; apareciendo otros silicatos en proporción muy baja (Tabla 8.13).

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Almenara	2005			Cal	Qtz			Plag, FtoK, Dol, Filo

Tabla 8.13.- Mineralogía de las facies de arenas con bioclastos. Cal-calcita, Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespato potásico, Dol-dolomita y Filo-filosilicatos.

El análisis geoquímico de muestras de estas facies del sondeo de Almenara, revela que el Si es el elemento mayoritario, seguido del Ca (Tabla 8.14); en cambio la proporción de Al es muy baja, por lo que la relación Si/Al tiene un valor muy alto, lo que concuerda con la baja proporción de filosilicatos observados. Las varianzas bajas de estos tres elementos y del C orgánico y su representación en los diagramas de Brumsack (1989) y Dellwig et al. (1999) indican que se trata de una facies geoquímicamente muy homogénea (Tabla 8.14 y Fig. 8.44).

	CaO (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃	Si/Al	N (%)	S (%)	M. org.	C/N	C/S
μ	25,15	48,60	2,95	16,64	0,02	0,16	0,69	20,85	1,91
σ^2	9,27	23,78	0,17	1,81	0,00	0,00	0,51	555,56	2,70
σ	3,05	4,88	0,42	1,35	0,01	0,05	0,71	23,57	1,64

Tabla 8.14. – Valores medios de CaO, SiO₂, Al₂O₃, S y materia orgánica y relaciones Si/Al, Mg/Ca, C/N y C/S de las arenas del sondeo de Almenara. Dónde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

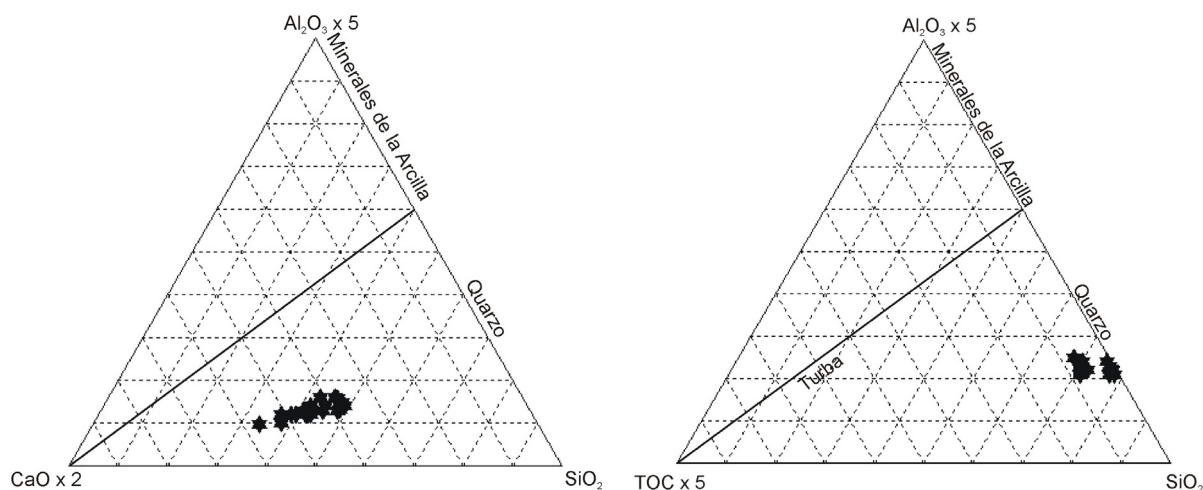


Figura 8.44.- Representación de los elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 y CaO) en el diagrama de Brumsack (1989) y de los compuestos Al_2O_3 , SiO_2 y TOC en el diagrama Dellwig et al. (1999).

El contenido de materia orgánica y elementos afines (S y N) es muy baja y constante (Tabla 8.14) y según la relación C/N, la materia orgánica procede de la mezcla de plantas vasculares y no vasculares. No obstante el análisis en detalle de las muestras parece señalar la existencia dos grupos, en los que predominan uno u otro origen (Fig. 8.45).

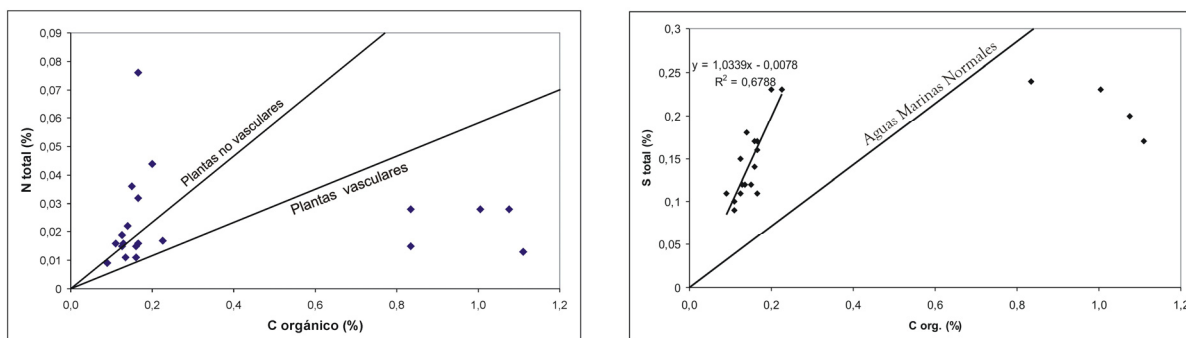


Figura 8.45.- Relación entre el N total y C orgánico y entre el S total y C orgánico para la facies de arenas con bioclastos en el sondeo de Almenara.

La concentración media de S es muy baja, al igual que el resto elementos asociados a la materia orgánica. La relación C/S es inferior a 2,8 (Tabla 8.14), lo que indica, según los criterios de Berner y Raiswell (1984), condiciones marinas bien oxigenadas pero, nuevamente, el análisis detallado de las muestras sugiere que hay un grupo mayoritario de muestras donde el S está directamente relacionado con el C orgánico (coeficiente de correlación de 0,82%) y que coincide con las aguas marinas normales (Berner y Raiswell, 1984; Borrego *et al.*, 1998) y un segundo conjunto de muestras, que coincide en su mayoría con las que presentan una relación C/N alta (Fig. 8.45), en el que parece darse una entrada de C orgánico externo, que eleva el valor de la relación C/S (Fig. 8.45).

El análisis multivariante señala que la Cp1 (Fig. 8.46-Cp1, varianza del 48,78%), está constituida por la relación inversa entre la variable carbonatada (Ca, C inog. y Sr) y la variable siliciclástica (Si, Al, Fe, Ti, Mn, K, Mg, Na, P, C org y tierras raras), deduciéndose que una parte del carbonato precipita durante los periodos sin sedimentación detrítica, seguramente asociado a la formación de los niveles cementados con trazas de raíces. No todo el carbonato se asocia a esta relación, sino que otra parte constituye la segunda componente (Fig. 8.46-Cp2, varianza del 16,24%), donde el Ca es afín a elementos salinos (S y Mg), metálicos (Cu, Zn, V, Sc,...) y a la variable orgánica

(C orgánico y P), y es inversa a la variable detrítica (Si y Cr). Esta segunda componente indica la relación inversa entre los aportes detríticos y la preservación de bioclastos.

Estas dos primeras componentes del análisis multivariante muestran los dos orígenes para el C orgánico: uno alóctono, asociado a la variable detrítica, indicando que una parte de la materia orgánica ha sido transportada y depositada con los siliclásticos, y otro autóctono que debió acumularse *in situ* en periodos sin sedimentación detrítica.

También la Cp3 recalca esta última relación, puesto que el C orgánico se relaciona inversamente a la sedimentación de elementos pesados (Ce, La, Ti e Y), muy relacionados con la sedimentación detrítica a través de la Cp1. Es decir, indica que existe un proceso de selección de los componentes de menor densidad (materia orgánica) y los elementos de mayor densidad (Ce, La, Ti e Y) como el que podría producir la actividad eólica u otro similar.

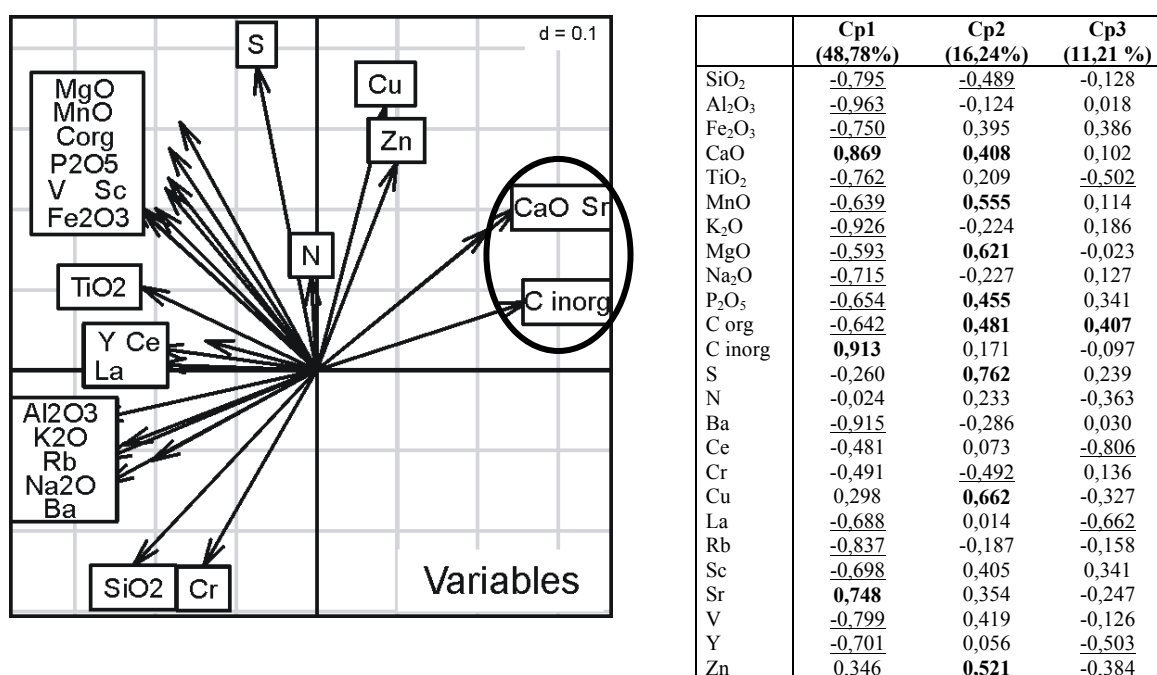


Figura 8.46.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las arenas con bioclastos (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.

Interpretación:

Los restos de bivalvos, la coloración grisácea de los materiales y los datos geoquímicos llevan a interpretar que esta facies se depositó en un ambiente marino somero, si bien las tonalidades amarillentas y las concentraciones incipientes de carbonato de trazas de raíces indican episodios de exposición subárea.

Por otro lado, la tendencia granodecreciente y la homogeneidad en la composición geoquímica hacen sospechar que el medio incluía un mecanismo que permitía una buena selección del sedimento. Todo ello, junto a la laminación de bajo ángulo o paralela, se puede relacionar con la zona de batida del oleaje. Además, la *Cerastoderma glaucum* (Lamarck), habita en áreas infralitorales de fondos fangosos y arenosos (Wilson y Elkaim, 1997).

La presencia de galerías de habitación verticales en la base de las secuencias (ichnofacies de *skolithos*) indica un ambiente sublitoral en el que los organismos han de responder rápidamente a las

condiciones de estrés (Seilacher, 1967; Dabrio, 1984a; Benton y Harper, 1997). Pero la situación dentro de una costa micromareal (Pardo, 1991; Sanjaume *et al.*, 1996) y el pequeño tamaño de grano no permite reconocer la berma (Dabrio, 1992), ni diferenciar *foreshore* y de *backshore*, por tanto, estos sedimentos se interpretan como depositados en el *foreshore* y *backshore* de una playa desde el escalón, donde se concentran cantos y restos orgánicos dispersos, hasta la zona del *backshore*, donde el aporte detrítico se produce durante los periodos de temporales y sufre periodos más o menos prolongados de emersión y colonización por vegetación.

La sedimentación detrítica se produce exclusivamente en la zona marina como demuestra la baja relación de C/S (de acuerdo con los valores de Berner y Raiswell, 1984) pero, además, estos aportes pueden incluir restos vegetales continentales (relación C/N alta) mezclados con algas (relación C/N baja). La mezcla de ambos tipos de vegetación se encuentra en la base de las secuencias y junto a la presencia de algunos cantos parecen señalar el escalón de la base del *foreshore*, donde se acumulan tamaños de grano más gruesos, entre los que pueden quedar atrapados restos de vegetación continental removidos por erosión en tormentas (Lamb *et al.*, 2006).

La materia orgánica de las partes medias y altas de las secuencias procede, fundamentalmente, de vegetación vascular. Durante los periodos sin depósito terrígeno, se produjo la selección de elementos metálicos según su densidad interpretada como producto de la deflación eólica, característica de estas facies (Dabrio, 1984b; Davis y Fitzgerald, 2004), se implantó vegetación oportunista y se produjo la incipiente cementación carbonatada, que, en nuestro caso, aparecen en la parte superior de las secuencias.

8.1.13. Arenas masivas (Sm)

Descripción:

Está compuesta de arenas medias a gruesas de color gris amarillento con pequeños fragmentos de bivalvos. Localmente presentan laminaciones paralelas y, en la base del sondeo de Benicasim, estratificación cruzada planar. La tendencia general es granocreciente y a techo se puede observar una cierta cementación (Fig. 8.47).

Esta facies se ha reconocido en los sondeos de Almenara y Benicasim con escasa y mala recuperación del testigo, lo que ha complicado la identificación de estructuras sedimentarias y secuencias. Además los límites con las unidades infra y suprayacentes tampoco se recuperaron en buenas condiciones.



Figura 8.47.- Arenas masivas del sondeo de Benicasim, donde se aprecia la tendencia granocreciente. Entre los metros 7,70 y 7,25.

El análisis mediante difracción de rayos-X de esta facies muestra que está compuesta fundamentalmente de cuarzo y calcita, esta última más abundante en el sondeo de Benicasim. Los filosilicatos son minoritarios aunque, localmente, en la base de la facies pueden ser abundantes (Tabla 8.15). También hay feldespatos, pero al igual que la dolomita, en porcentajes muy bajos (Fig. 8.48).

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
Almenara	680		Qtz		Cal			FtoK, Filo (Ill, Clo), Dol, Plag
Almenara	950			Qtz	Cal			FtoK, Filo (Ill, Clo), Dol, Plag
Almenara	1168			Cal		Qtz, Filo (Ill, Ver, Cao)		FtoK, Dol
Almenara	1185			Cal	Qtz		Filo (Ill)	FtoK, Dol, Plag, Py
Benicasim	1180		Cal		Qtz			FtoK, Plag
Benicasim	810		Cal		Qtz			FtoK, Dol, Plag

Tabla 8.15.- Mineralogía de la matriz de las facies de arenas masivas. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespato potásico, Cal-calcita, Dol-dolomita, Py-pirita, Filo-filosilicatos: Ill-illita, Cao-caolinita, Clo-clorita y Ver-vermiculita.

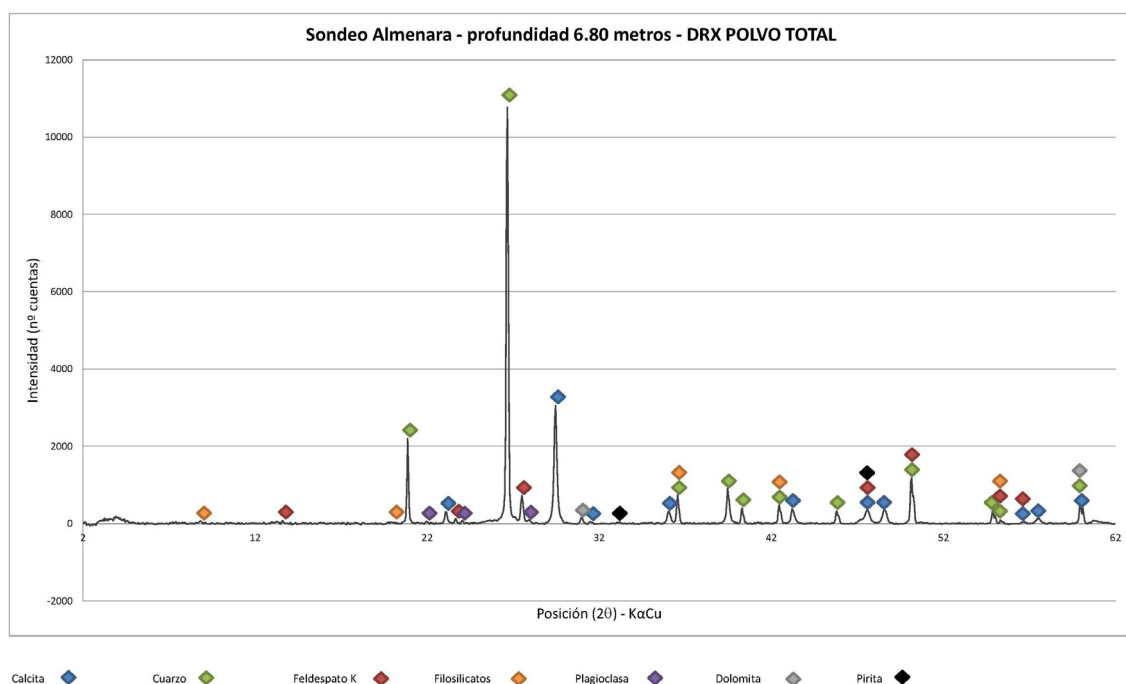


Figura 8.48.- Diffractograma de las arenas masivas en el sondeo de Almenara mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción.

El análisis geoquímico confirma la composición mineralógica. Así, Si y Ca son los elementos más abundantes (Tabla 8.16), aunque el primero en mayor proporción. También se corrobora la diferencia entre los dos sondeos siendo la proporción de Si en los depósitos de Almenara mucho más alta que en los de Benicasim. En general, se observa una escasa dispersión de los valores (Fig. 8.49), y bajos valores de varianza (Tabla 8.16), aunque no llegan a ser tan homogéneos como en el caso de las facies de las arenas con bioclastos (Sb).

La baja relación Si/Al, consecuencia del bajo contenido de Al (Tabla 8.16), confirma la escasez de los filosilicatos; al igual que se puede ver en la representación del diagrama de Brumsack (1989), (Fig. 8.49). Aunque los valores de la varianza son altos e indican la variedad en su contenido.

		CaO (%)	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Si/Al	S (%)	N (%)	M. org. (%)	C/N	C/S
Benicasim	μ	25,41	47,48	2,80	19,28	0,10		0,25		1,32
	σ^2	19,32	53,07	0,77	76,28	0,00		0,04		0,81
	σ	4,40	7,28	0,88	8,73	0,04		0,20		0,90
Almenara	μ	15,43	67,14	2,00	36,36	0,12	0,02	0,27	12,76	1,22
	σ^2	9,39	41,57	0,41	94,25	0,01	0,00	0,03	47,70	0,10
	σ	3,06	6,45	0,64	9,71	0,09	0,03	0,17	6,91	0,31

Tabla 8.16.- Valores de CaO, SiO₂, Al₂O₃, S, N y materia orgánica y relaciones Si/Al, C/N y C/S en la facies de arenas masivas. Dónde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

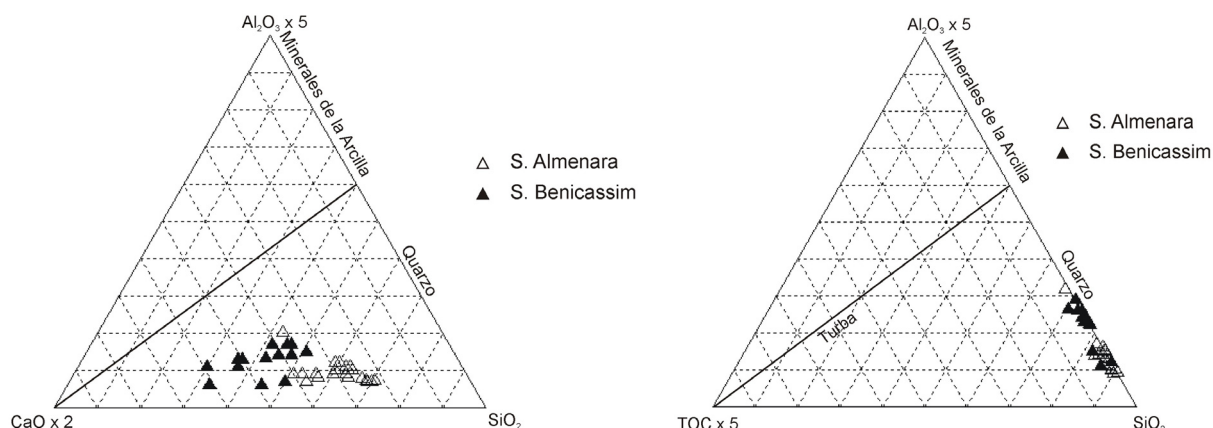


Figura 8.49.- Representación de los elementos mayores (SiO₂, Al₂O₃ y CaO) en el diagrama de Brumsack (1989) y diagrama ternario de Dellwig et al. (1999) para compuestos Al₂O₃, SiO₂ y TOC.

El contenido de materia orgánica y los elementos asociados a ella (P y N) es muy bajo, incluso por debajo del límite de detección del espectrómetro en ciertas muestras (Tabla 8.16). Se trata de la facies con menor contenido de materia orgánica, con un valor medio de 0,25 %, muy constante, por lo que se trataría de un ambiente con poca actividad orgánica o con un potencial de acumulación y/o conservación bajísimos (Fig. 8.49).

La relación media de C/N indica que la materia orgánica conservada proviene de la mezcla de plantas vasculares y no vasculares. Sin embargo, el análisis de los valores de cada muestra permite distinguir dos conjuntos (Fig. 8.50): el mayor, que agrupa a la mayoría de las muestras se sitúa en los campos de las plantas no vasculares y de mezcla; mientras que el segundo, se ubica en el campo o dominio de las plantas vasculares. Este último corresponde a las muestras que aparecen a techo de la facies Sm del sondeo de Almenara.

El contenido de S es igualmente muy bajo (Tabla 8.16), y parece estar directamente relacionado con el C orgánico puesto que el coeficiente de correlación entre ambos elementos es alto, en torno a 0,78 (Fig. 8.50b). Las relaciones C/S señalan un ambiente marino con aguas de salinidad normal (según las ideas de Berner, 1982; Morse y Berner, 1995). Las pendientes de la curva de las muestras y la de las aguas marinas normales son muy semejantes por lo que, siguiendo las ideas de Berner y Raiswell (1984) y Borrego et al. (1998), el ambiente de sedimentación fue marino.

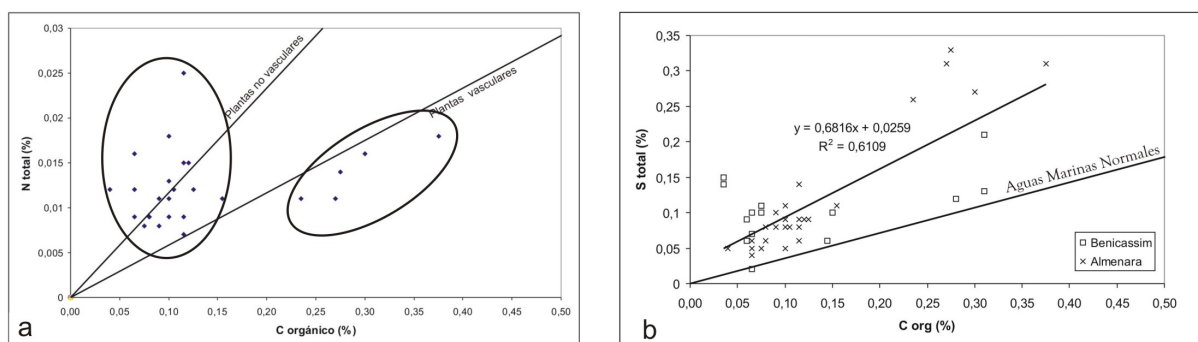


Figura 8.50.- Relación entre el N total y C orgánico para la facies de arenas masivas (Sm) del sondeo de Almenara; y relación entre el S total y C orgánico para las arenas de los sondeos de Almenara y Benicassim.

El análisis de las varianzas de los elementos químicos de las muestras de ambos sondeos (Tabla 8.17.) indica comportamientos parecidos. Esta similitud entre las varianzas ha permitido realizar el análisis multivariante de todo el conjunto de muestras, y se han podido determinar las características generales del proceso de sedimentación (Fig. 8.51).

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Corg	Cinorg
0,78	0,54	1,52	0,49	1,23	0,10	0,52	1,06	0,13	0,88	0,72	0,49
S	Ba	Ce	Cr	Cu	La	Rb	Sc	Sr	V	Y	Zn
4,00	0,05	0,33	8,02	0,27	0,56	2,22	0,01	2,54	0,50	0,16	1,12

Tabla 8.17.- Análisis de varianzas (F) entre los elementos químicos de los sondeos de Almenara y Benicassim.

Las dos primeras componentes principales (Cp1 y Cp2) representan el 73,87 % de la varianza total e indican la relación inversa entre la variable silíceas, y las variables argílica, orgánica y carbonática, de forma que se remarca la importancia de la sedimentación terrígena de las arenas (Fig. 8.51). Según la Cp1, los escasos filosilicatos, representados por Al, Fe, Mg y Na, no son depositados junto a la fracción arena, sino que se acumulan por decantación con posterioridad a la sedimentación de éstas.

La Cp2 señala la relación inversa entre la variable siliciclástica (Si, Al, Ti, K y Na) y las variables carbonática (Ca y C inorg) y orgánica (C org. y S). Así, los carbonatos precipitan y parte de la materia orgánica se acumula cuando cesa la sedimentación terrígena.

Finalmente, la Cp3 señala la diferencia entre las variables árida (S y Sr) y orgánica (C org.) y una variable constituida por Mg y Mn.

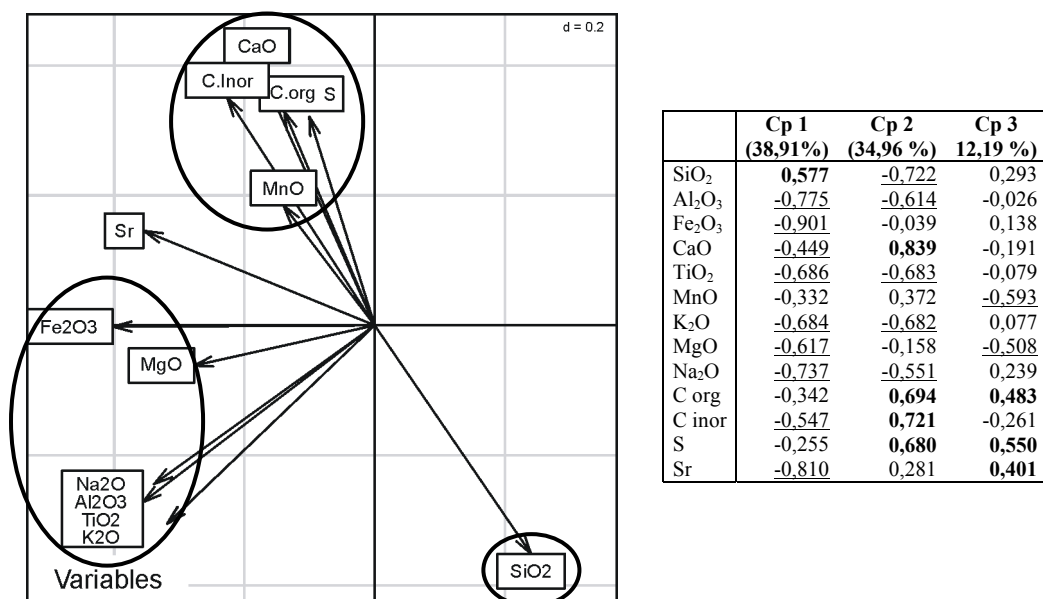


Figura 8.51.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las arenas masivas (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.

No obstante se ha realizado el análisis multivariante de esta facies para cada uno de los sondeos con el objetivo de caracterizar los procesos sedimentarios según su posición espacial y temporal.

En el sondeo de Benicasim, la Cp1 señala la diferencia entre la carga argílica (Al, Fe, Ti, Mg, Na y tierras raras) y las carbonática (Ca y C inorg) y orgánica (C org y S). La vinculación entre la sílice y la variable argílica no es muy alta, aunque existe una pequeña asociación entre ambas (Fig. 8.52), lo que apunta a que la sedimentación de las arcillas está de algún modo relacionada con la sedimentación detrítica, es decir, una parte de éstas han sido transportadas en condiciones semejantes a las arenas y decantan en relación al mismo evento.

La Cp2 señala la relación inversa entre el cuarzo y la sedimentación química y orgánica, y por tanto, indica que estos se producen en los momentos sin aportes terrígenos. Además, teniendo en cuenta la Cp1, la decantación de las arcillas inhibe la precipitación del carbonato y la acumulación de materia orgánica (Fig. 8.52).

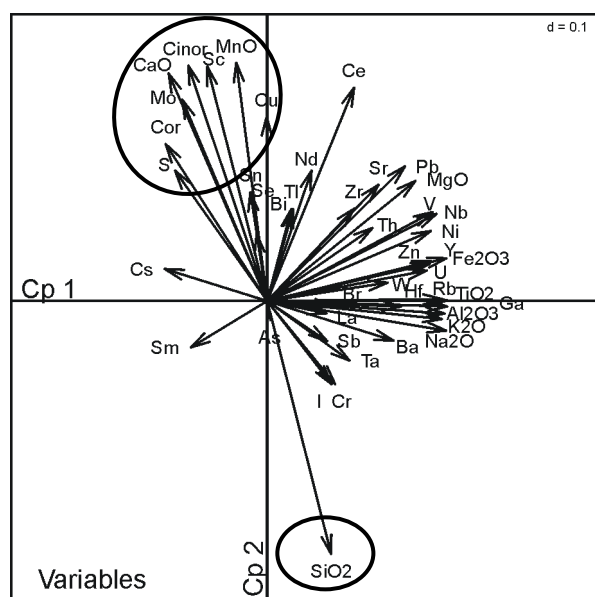


Figura 8.52.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las arenas masivas (Sm) en el sondeo de Benicasim. El eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente). Valores de la composición de las componentes principales.

	Cp1 (39,50%)	Cp2 (15,95%)
SiO ₂	0,345	-0,871
Al ₂ O ₃	0,945	-0,062
Fe ₂ O ₃	0,879	0,128
CaO	-0,532	0,783
TiO ₂	0,945	0,006
MnO	-0,167	0,819
K ₂ O	0,959	-0,043
MgO	0,801	0,414
Na ₂ O	0,968	-0,102
C org	-0,548	0,540
C inor	-0,426	0,810
S	-0,498	0,449
As	0,018	-0,065
Ba	0,683	-0,136
Bi	0,141	0,316
Br	0,359	-0,015
Ce	0,470	0,735
Cr	0,367	-0,286
Cs	-0,553	0,110
Cu	-0,003	0,634
Ga	0,973	-0,019
Hf	0,722	-0,019
I	0,347	-0,286
La	0,320	-0,042
Mo	-0,459	0,693
Nb	0,893	0,306
Nd	0,240	0,448
Ni	0,885	0,241
Pb	0,745	0,464
Rb	0,973	0,002
Sb	0,324	-0,138
Sc	-0,323	0,806
Se	-0,057	0,230
Sm	-0,412	-0,160
Sn	-0,090	0,374
Sr	0,602	0,400
Ta	0,445	-0,205
Th	0,569	0,251
Tl	0,131	0,317
V	0,915	0,300
W	0,650	0,063
Y	0,968	0,147
Zn	0,885	0,137
Zr	0,471	0,318
U	0,864	0,105

En el análisis multivariante de las arenas (Sm) de Almenara, la relación entre la variable silícea y el resto de variables es predominante (Fig. 8.53). Esta Cp1 constituye el 52,4 % de la varianza explicada y representa la diferencia entre la sedimentación síliciclástica y la concentración de carbonato y materia orgánica y la sedimentación de una parte de las arcillas. En cambio, la Cp2 indica que una pequeña parte de la variable argílica, asociada a los filosilicatos, está vinculada a la variable silícea y éstas a su vez están enfrentadas a las variables orgánicas y carbonáticas.

En general, al igual que en Benicasim, el análisis multivariante de las muestras de este sondeo indica que la precipitación de carbonato y la acumulación de materia orgánica se dan cuando no hay sedimentación síliciclástica. La formación o decantación de arcillas se relaciona con la disminución de energía, no siendo necesaria su completa interrupción, por lo que las arcillas, junto a las arenas silíceas, pueden depositarse durante los periodos menos energéticos.

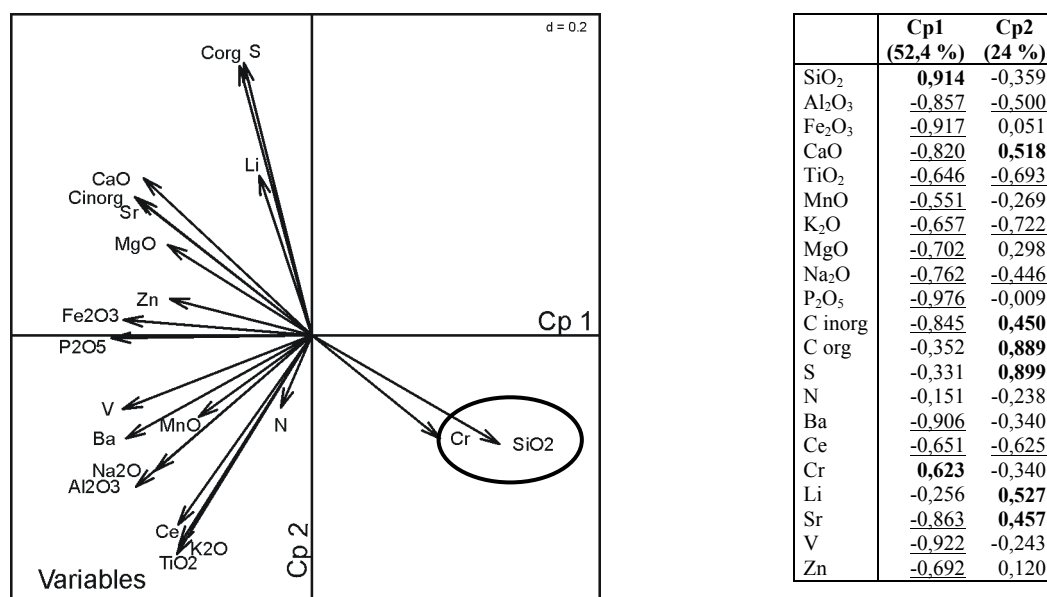


Figura 8.53.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las arenas masivas en el sondeo de Almenara (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.

Interpretación:

Debido a la mala recuperación de las arenas masivas (Sm), los análisis geoquímicos y mineralógicos han sido fundamentales para su interpretación. A partir de rasgos *de visu* como la homogeneidad del tamaño de grano, la presencia de bioclastos y su grado de selección, su origen se puede atribuir a un proceso sedimentario en condiciones marinas, que selecciona muy bien el sedimento. Las condiciones marinas está corroborado por la relación C/S. Su depósito posiblemente se produjo en la zona de batida del oleaje, donde predomina la sedimentación detrítica de las arenas bajo lámina de agua. No obstante, los datos del análisis de componentes principales sugieren que puntualmente se producen periodos sin sedimentación detrítica y tiende a concentrarse el carbonato y se podrían acumular algunas partículas de materia orgánica procedentes de plantas vasculares, según la relación C/N. Estos momentos podrían alternar con otros donde habría una mayor concentración de los minerales arcillosos, lo que indica una sedimentación de baja energía y decantación de arcillas bajo lámina de agua. Considerando todo ello, la sedimentación debió de producirse en la zona alta de *shoreface*. La situación dentro de una costa micromareal (Pardo, 1991; Sanjaume *et al.*, 1996) y la ausencia de estructuras claras de exposición (trazas de raíces), parecen indicar que la sedimentación se produjo en el *shoreface*.

El análisis multivariante y las características del depósito en el sondeo de Almenara sugieren que el proceso más significativo es el transporte y la acumulación de arenas. Los demás procesos (decantación, cementación temprana y acumulación de materia orgánica) son subordinados, y sólo se han podido reconocer a partir del análisis geoquímico, sugiriendo que se trataría de barras situadas en la zona del *shoreface*.

Los valores de materia orgánica y elementos afines (P, N...) indican que el *shoreface* no es un ambiente propicio para su acumulación y su origen es variable. Precisamente, la concentración mayoritaria de C/N muestra valores propios de algas aunque, excepcionalmente, también hay materia orgánica asociada a plantas vasculares; este hecho es habitual en ambientes muy próximos a la costa ya que pueden existir distintas fuentes de materia orgánica (González-Vila *et al.*, 2003; Lü *et al.*, 2006; Lamb *et al.*, 2006). Lamb *et al.* (2006) asocian el ascenso de la relación C/N en zonas de batida del

oleaje a la suspensión de partículas de materia orgánica procedentes de fuentes terrestres que llegan al mar formando parte de aportes fluviales. En nuestro caso, el análisis multivariante vincula esta materia orgánica a los periodos de calma o de baja energía, cuando se depositan las partículas o restos de vegetación que viajan en suspensión, coincidiendo estos periodos con un incremento de la concentración de carbonato.

Se puede deducir que la sedimentación conjunta de arcillas y arenas tuvo lugar en las zonas protegidas de las barras. El incremento puntual de minerales arcillosos, no vinculados a esta sedimentación detrítica sino asociado a decantación de arcillas, se produjo en estas mismas zonas protegidas cuando la energía del oleaje fue muy baja o inexistente.

8.1.14. Margas (fango calcáreo), (M)

Descripción:

Constituidas por un fango masivo de color pardo-grisáceo, ricos en carbonato, un alto contenido en materia orgánica muy descompuesta y gasterópodos dulceacuícolas (*Bithynia*, *Limnaea*, *Planorbis* y *Melanopsis*). Los contactos que presentan pueden ser tanto graduales como netos planos o erosivos (Fig. 8.54). Hacia techo puede adoptar tonalidades más amarillentas debido al aumento de carbonato y, esporádicamente, puede presentar laminación horizontal difusa producida por variaciones en el contenido de carbonato, llegando en algún caso a alternar con láminas de turbas o niveles de caráceas (Fig. 8.55).

Son frecuentes los oogonios y talos de carofitas, además de los foraminíferos *Ammonia beccarii tepida* (Cushman), *Trichohyalus aguayoi* (Bermúdez), *Trochammina inflata* (Montagu) y *Aff. Physalidia* y los ostrácodos *Cyprideis torosa* (Jones), *Paralimnocythere psammophila* (Flösner), *Cyprideis sp.* *Pontocythere sp.* y *Xestoleberis cf. nítida*.

Se localiza en los sondeos perforados sobre los marjales (los sondeos de Benicasim, Nules, Almenara, C2, C3, C4, C6, C7, C8 y C10), siempre vinculado a las facies de turbas o de caráceas.

De las tres facies asociadas (turba, caráceas y margas), las margas presentan los valores intermedios de densidad (en torno a 1,5 g/cm³), impedancia y porosidad, parámetros que dependen directamente de la concentración de carbonato. Los valores de susceptibilidad magnética y resistividad son muy bajos, inferiores a 10x10⁻⁸m³/Kg y 10 Ohm-m, y además variables. La presencia ocasional de arenas cuarzosas, como sucede en el sondeo C8, puede elevar los valores de resistividad (Anexo II).

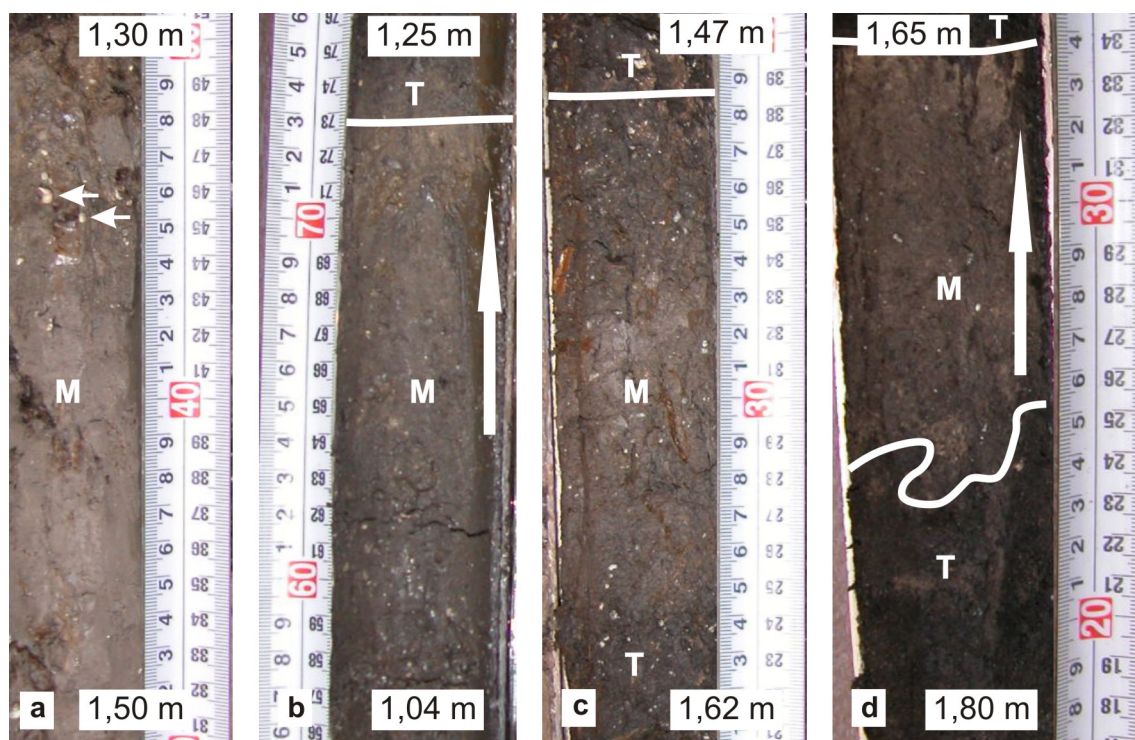


Figura 8.54.- Margas con gasterópodos enteros. a) Margas con escasa materia orgánica, a techo aumenta la presencia de gasterópodos enteros (flechas blancas), (sondeo C2); b) margas con abundantes gasterópodos enteros (sondeo C3), hacia el techo hay un incremento en el contenido de carbonato; c) margas con abundantes restos enteros y fragmentos de gasterópodos (sondeo C7); y d) margas o fango calcáreo con base erosiva con variación de color producida por el incremento gradual, de base a techo, del contenido de carbonato (sondeo C8).

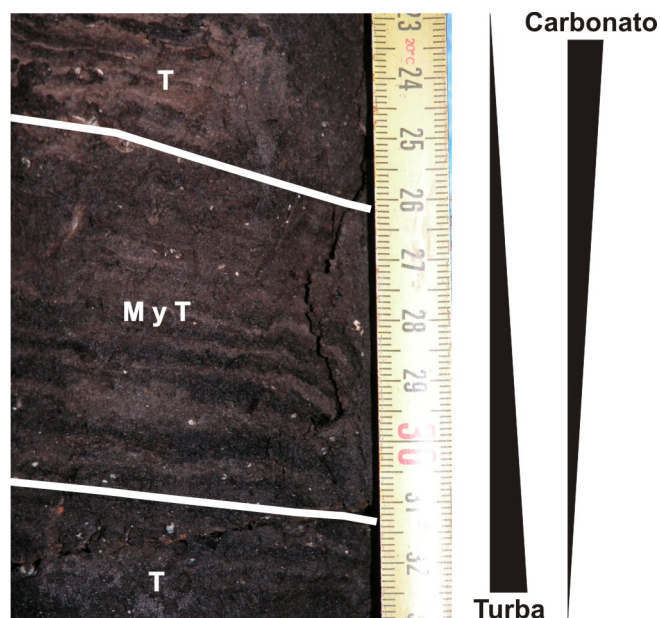


Figura 8.55.- Turba hémica (T) que pasa gradualmente, hacia arriba, a un interestratificado de turba/margas y a margas con laminación difusa (M).

La mineralogía de las margas es fundamentalmente calcítica, con contenidos muy variables en filosilicatos, entre 40 y 10% (Tabla 8.17 y Fig. 8.56) y bajos para el cuarzo y el aragonito. El origen de este aragonito puede de ser la precipitación directa o la presencia de fósiles con concha aragonítica, como gasterópodos, que en algunos niveles pueden llegar a ser muy abundantes.

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
C 3	85	Cal					Filo	Arag, Qtz
C 4	262	Cal					Arag	
C 4	150	Cal						
C 4	110	Cal					Filo	Arag, Qtz
C 4	42	Cal						Filo, Arag, Qtz
C 7	133		Cal		Filo			Arag, Qtz, FtoK
C 10	169		Cal			Filo		Arag, Qtz
Almenara	155		Cal			Filo (Ill, Clo)		Arag, Qtz, Plag, Py

Tabla 8.17.- Mineralogía de la matriz de la facies de margas. Cal-calcita, Qtz-cuarzo, Arag-aragonito, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespatos potásico, Py-pirita, Filo-filosilicatos: Ill-illita y Clo-clorita.

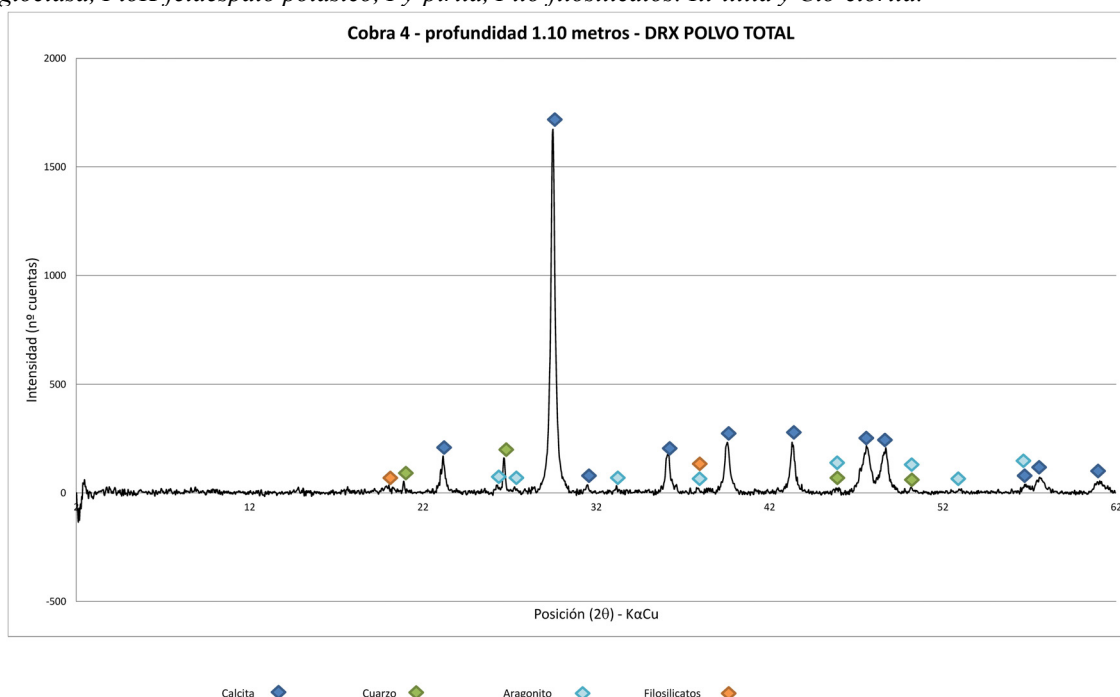


Figura 8.56.- Difractograma de rayos X de las facies de margas mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción (recuperado en el sondeo C4).

Los análisis geoquímicos revelan que el elemento mayoritario es el Ca, con valores muy constantes en cada sondeo, por lo que los valores de varianza son bajos (Tabla 8.18). En cambio, si comparamos los valores medios de cada sondeo estos son muy variables, así por ejemplo, en el sondeo C3 el valor medio de Ca es del 43,42 % mientras que en el C7 es del 27,17 %.

En general, el contenido en SiO₂ es bajo, incluso la proporción de materia orgánica supera a la sílice en los sondeos de Benicasim y C3. La materia orgánica y el Si dentro del mismo sondeo tienen la variabilidad baja pero entre sondeos las proporciones son muy diferentes. En el caso del Al, la proporción también es muy baja porque el contenido absoluto de filosilicatos es muy pequeño. En cambio, la relación entre ambos elementos (Si/Al) es baja, evidenciando que los filosilicatos son más abundantes que el cuarzo, excepto en el sondeo de Almenara donde la sílice es muy abundante (Tabla 8.18). La representación de SiO₂, Al₂O₃ y CaO en el diagrama de Brumsack (1989) de los sondeos (Fig. 8.57) confirma que las relaciones entre los tres elementos mayoritarios se comportan de forma muy semejante en los 5 sondeos, independientemente de su contenido en cada uno de los sondeos. El diagrama refleja el alto contenido de carbonatos, la presencia de arcillas y la baja proporción de

cuarzo, exceptuando los sondeos de Almenara y Benicasim donde el contenido de sílice es más variable.

	C 3			C 7			C 10			S. Almenara			S. Benicasim		
	μ	σ^2	σ	μ	σ^2	σ	μ	σ^2	σ	μ	σ^2	σ	μ	σ^2	σ
CaO (%)	45,42	11,22	3,35	27,17	28,32	5,32	32,88	14,92	3,86	32,53	25,75	5,07	31,44	8,25	2,87
SiO ₂ (%)	4,19	8,96	2,99	18,76	17,06	4,13	9,82	3,74	1,93	22,91	51,89	7,20	7,80	14,81	3,85
Al ₂ O ₃	1,62	1,87	1,37	6,69	2,55	1,60	5,10	0,88	0,94	2,27	1,05	1,02	3,20	3,52	1,88
Si/Al	2,86	0,16	0,40	2,82	0,03	0,17	1,92	0,00	0,07	11,60	29,56	5,44	2,58	0,10	0,31
Mg/Ca	0,05	0,00	0,01	0,15	0,00	0,05	0,07	0,00	0,01	0,11	0,00	0,05	0,07	0,00	0,01
S (%)	0,79	0,18	0,42	1,49	0,64	0,80	1,00	0,02	0,16	0,83	0,04	0,21	1,30	0,09	0,30
P ₂ O ₅ (%)	0,05	0,00	0,01	0,11	0,00	0,03	0,06	0,00	0,01	0,04	0,00	0,02	0,06	0,00	0,01
M. org (%)	6,63	5,25	2,38	13,26	28,99	5,38				10,69	5,61	2,37	26,89	34,46	5,87
C/N										18,69	13,42	3,66	21,84	5,54	2,35
C/S	4,66	1,48	1,22	4,87	1,66	1,29				6,50	0,06	0,25	10,50	1,05	1,03

Tabla 8.18.- Valores de CaO, SiO₂, Al₂O₃, P, S y materia orgánica y las relaciones Si/Al, Mg/Ca, C/N y, C/S. Dónde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

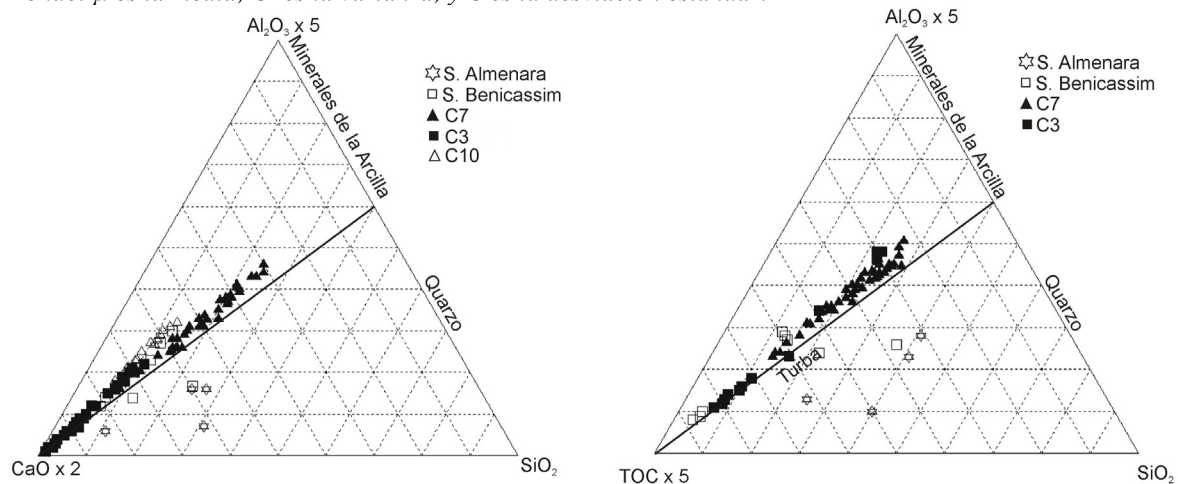


Figura 8.57.- Representación del diagrama de Brumsack (1989) de los elementos mayores (SiO₂, Al₂O₃ y CaO) y del diagrama ternario de Dellwig et al. (1999) de los compuestos Al₂O₃, SiO₂ y TOC para la facies de margas.

La cantidad de materia orgánica y elementos afines (S, N y P) es alta, llegando a superar al Si en los sondeos de Benicasim y (Tabla 8.18). Se observa un comportamiento muy homogéneo de la relación TOC, SiO₂ y Al₂O₃ (Fig. 8.57), aunque tienen una gran variabilidad entre los sondeos, de forma que en el sondeo C3 presenta un contenido medio de 6,63% mientras que en el sondeo de Benicasim es del 26,9 %, similar a lo que ocurría con los tres elementos mayoritarios.

En algunos casos se observa que la proporción de materia orgánica es tan alta que estos materiales podrían fácilmente identificarse como turbas (Fig. 8.57). Sin embargo, la relación de CaO, TOC y SiO₂ proyectada sobre un diagrama triangular revela que predomina el carbonato sobre la materia orgánica (Fig. 8.58) lo que la diferencia de la facies de turbas (T).

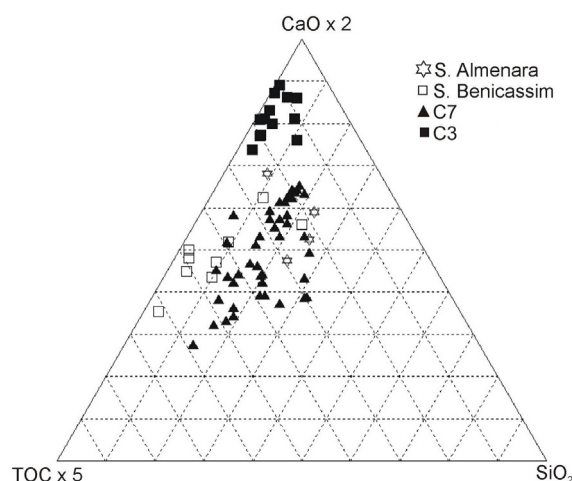


Figura 8.58.- Diagrama triangular de TOC, CaO y SiO₂ obtenido de la combinación de los diagramas de Brumsack (1989) y Dellwig et al. (1999).

En términos generales, la relación C/N en los sondeos de Benicassim y Almenara está alrededor de 20, lo que indica que la materia orgánica procede fundamentalmente de plantas vasculares (Tabla 8.18); si bien, la relación detallada entre el C orgánico y el N total sugiere que dentro del depósito puede haber mezcla entre plantas terrestres y algas (Fig. 8.59). En general, los depósitos con mezcla de plantas tienden a acumular menor cantidad de C orgánico que las margas que contienen sólo plantas vasculares. La posibilidad de que el N proceda de alguna otra fuente no orgánica puede descartarse porque el coeficiente de correlación con el C orgánico es alto (0,92 %).

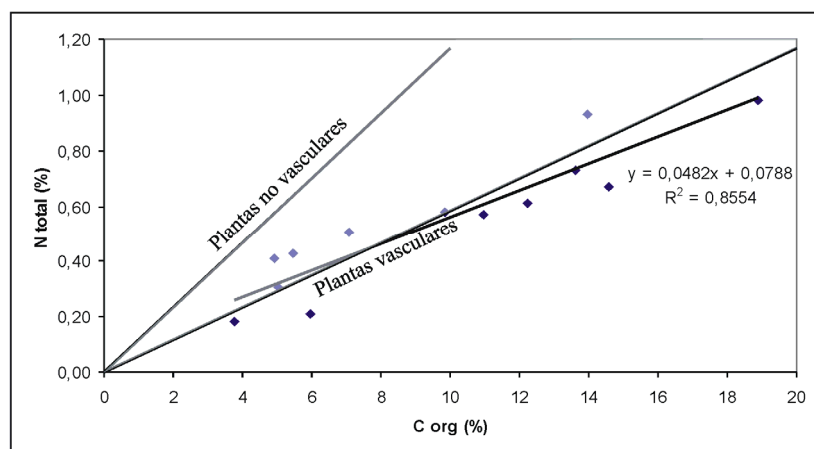


Figura 8.59.- Relación entre C orgánico y N total determinada para la facies de margas.

La proporción de S se encuentra entre 0,79 % y 1,49 %, relativamente alta si la comparamos con las facies de turba y caráceas.

Por su parte, las relaciones medias de C/S en los sondeos están entre los 2,54 y 11,54 características de sedimentos formados en áreas de mezcla de aguas marinas y dulces (Berner, 1982; Morse y Berner, 1995). La relación entre los dos elementos muestra que el S total contiene una alta proporción de S orgánico, más alta en los sondeos de Almenara y Benicassim (coeficientes de correlación 0,96% y 0,90%, respectivamente) y algo más baja en los C3 y C7 (coeficientes de correlación 0,82% y 0,75%, respectivamente). Teniendo en cuenta estas relaciones y los límites de los tipos de aguas, las margas de los sondeos de Almenara, C3 y C7 se depositaron en unas condiciones de aguas salobres con una gran influencia de aguas marinas, puesto que la pendiente de las rectas de correlación son muy similares a la pendiente de la recta de las aguas marinas normales y únicamente

en las margas del sondeo de Benicasim se ha observado una mayor influencia de agua dulce (Fig. 8.60).

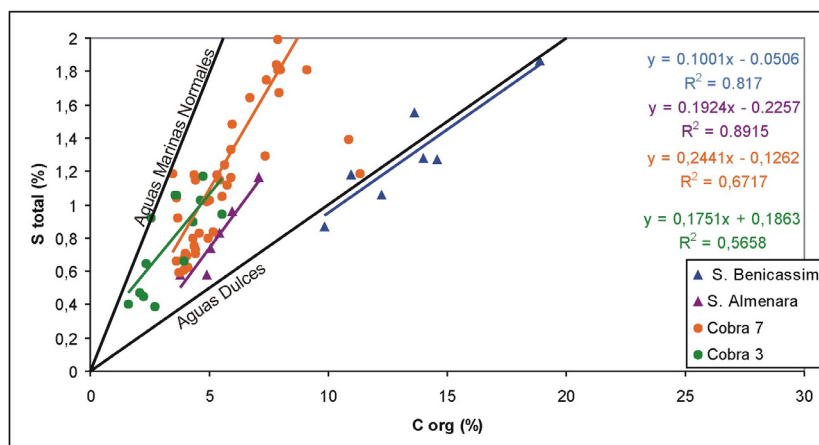


Figura 8.60.- Relación entre el C orgánico y el S para los materiales de la facies de margas.

Según los trabajos de Muller *et al.* (1972) y Dean (1981) las relaciones de Mg/Ca en torno a 12, indican que el aragonito es resultado de la precipitación primaria en aguas salobres. Los valores obtenidos en todos los sondeos son inferiores a 0,15 (Tabla 8.18) y, por tanto, entendemos que el aragonito no procede de la precipitación primaria sino de los restos de conchas de los gasterópodos. Aun así, los valores de la relación Mg/Ca son más altos que en las otras facies.

El análisis multivariante sobre todo el conjunto de muestras de los 5 sondeos permite obtener una idea aproximada de los procesos de sedimentación más influyentes en la formación de esta facies (Fig. 8.61). La componente principal 1 (Cp1, varianza del 42,16%) caracteriza la relación inversa entre la variable detrítica y la carbonática. La variable detrítica esta compuesta por Si, Al, K y Mg, y en menor proporción por Fe y Na, aunque parte del Fe se asocia también a la Cp3.

La Cp2 (varianza 16,26%) indica por la relación inversa entre la variable carbonática (Ca) y la orgánica (Na, S y PPC). El crecimiento de plantas vasculares, que ya hemos comprobado que acumulan mayor contenido en C orgánico, inhibe la precipitación de carbonato.

La Cp3 (varianza 12,46%) muestra la relación inversa entre las condiciones reductoras (Fe y S) y salinas (Mg) del agua y la variable de eutrofización (P), de forma que la abundancia de nutrientes está determinada por el contenido de O₂ en el agua.

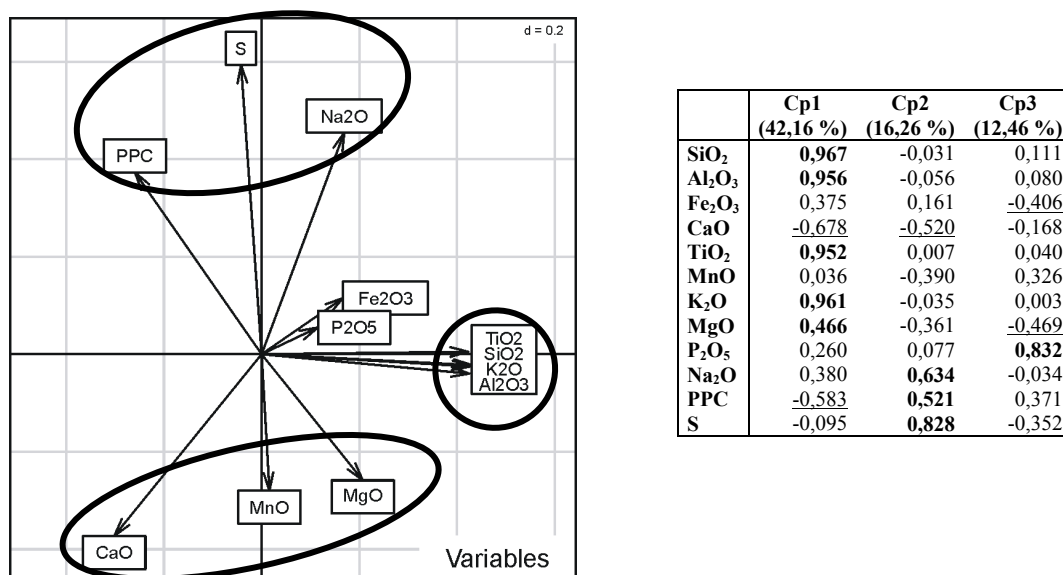


Figura 8.61.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las margas (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.

El análisis multivariante individual de los sondeos permite precisar algunos aspectos más concretos de las condiciones de sedimentación y sus variaciones (Figs. 8.62-8.66). En términos generales la facies M presenta como principal rasgo genérico, relación entre los aportes detríticos y la precipitación del carbonato. Y aunque la fracción clástica es escasa, su mínima presencia se relaciona con un descenso en el contenido de carbonato.

También se advierte que la calcita procede de dos orígenes diferentes ya que los análisis multivariantes de los sondeos de Almenara, C7 y C10 señalan al Ca y al C inorgánico como elementos afines (Figs. 8.63, 8.64 y 8.65), mientras que en los sondeos de Benicasim y C3 estos dos elementos no se asocian (Figs. 8.62 y 8.66).

El análisis multivariante del sondeo de Almenara muestra además una nueva componente no observada hasta el momento: la relación inversa de las arcillas autígenicas (Al, Fe, Ti, K, Mg) con la variable orgánica (C orgánico, N, Na y S), (Fig. 8.64) y la independencia del Si.

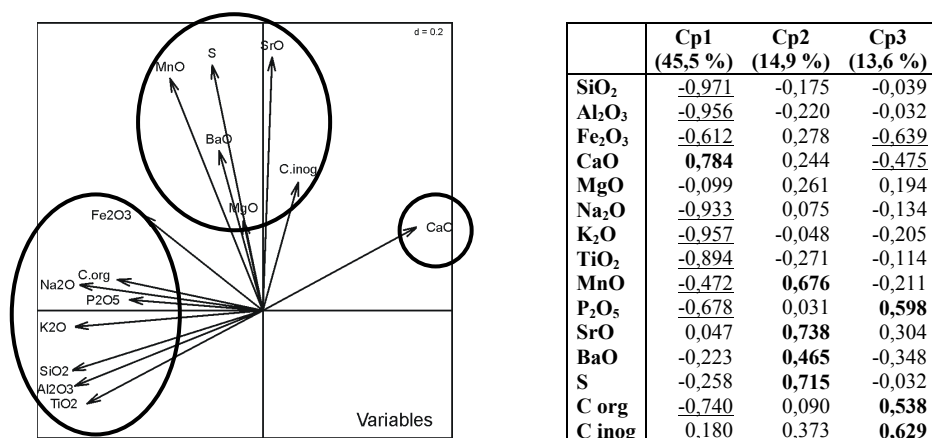
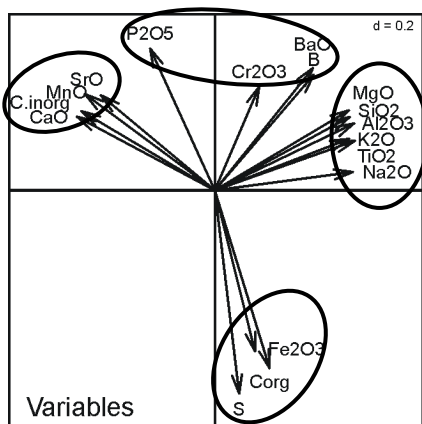
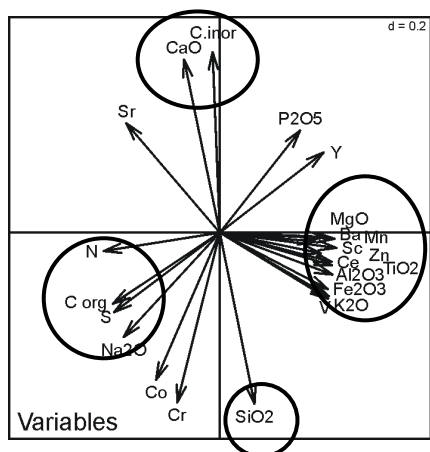


Figura 8.62.- Análisis multivariante de la facies de margas en el sondeo C3. La Cp1 muestra la relación inversa que tiene la precipitación del Ca respecto a las variables detrítica y orgánica. La Cp2 señala la vinculación entre la formación de hidróxidos de Mn y elementos salinos (S y Sr). Según la Cp3 el Ca y el C inorgánico tienen una relación inversa, la precipitación de Ca en aguas oxigenadas favorece la oxidación de la materia orgánica y la precipitación de C inorgánico disminuye.



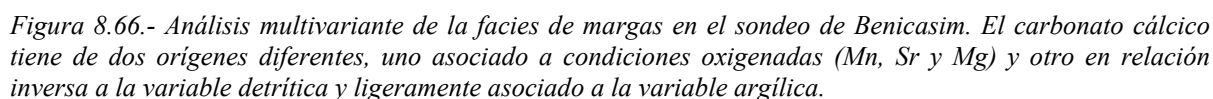
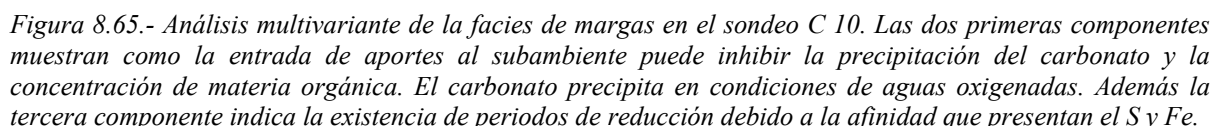
	Cp1 (55,42 %)	Cp2 (27,4 %)
SiO ₂	0,900	0,377
Al ₂ O ₃	0,933	0,315
Fe ₂ O ₃	0,269	-0,759
CaO	-0,924	0,347
MgO	0,904	0,346
Na ₂ O	0,925	0,086
K ₂ O	0,900	0,243
Cr ₂ O ₃	0,297	0,489
TiO ₂	0,939	0,234
MnO	-0,763	0,448
P ₂ O ₅	-0,434	0,669
SrO	-0,871	0,454
BaO	0,658	0,577
S	0,163	-0,959
B	0,663	0,545
C inorg	-0,895	0,374
C org	0,367	-0,839

Figura 8.63.- Análisis multivariante de la facies de margas en el sondeo C7. Las dos componentes principales explican el 82,9 % de la varianza y señalan la diferencia entre la precipitación de carbonato y la llegada de detríticos. Además reflejan la importancia de los procesos de reducción (Fe y S) y, en contra de lo observado en otras áreas, el P parece asociarse a la formación del carbonato cuando las aguas están oxigenadas y son algo más salinas.



	Cp1 (66,1 %)	Cp2 (27,4 %)
SiO ₂	0,295	-0,939
Al ₂ O ₃	0,959	-0,230
Fe ₂ O ₃	0,919	-0,309
CaO	-0,304	0,948
TiO ₂	0,955	-0,179
K ₂ O	0,921	-0,362
MgO	0,899	-0,023
Na ₂ O	-0,818	-0,573
P ₂ O ₅	0,684	0,561
N	-0,988	-0,101
Mn	0,812	-0,049
C org	-0,911	-0,390
C inorg	-0,061	0,990
S	-0,900	-0,436
Ba	0,977	-0,034
Ce	0,952	-0,160
Cr	-0,363	-0,932
Co	-0,543	-0,807
Sc	0,991	-0,084
Sr	-0,796	0,600
V	0,927	-0,349
Y	0,882	0,440
Zn	0,859	-0,113

Figura 8.64.- Análisis multivariante de la facies de margas del sondeo de Almenara. Las dos componentes principales explican el 93,5% de la varianza. La Cp1 indica la relación inversa de las arcillas, autígenicas, y la variable orgánica. La formación de carbonato se asocia a la falta de aportes siliclásticos. No parece que haya relación entre la producción de arcillas y la precipitación del carbonato.



Ya en 1978, Kelts y Hsu mencionan la existencia de una facies pulverulenta de micrita en pequeñas cuencas lacustres, producidas por *charophytas*. Los cristales de calcita son extremadamente pequeños y constituyen un agregado cristalino poroso (Arribas, 1986). Se trata de “fangos carbonáticos” formados en áreas lacustres con baja influencia detrítica y cuyo mineral principal es la calcita (Fregenal y Meléndez, 2012).

268

que el origen del P es orgánico (Olila y Reddy, 1997), y varios autores (Jones y Bowser, 1978; Boström *et al.*, 1988; Cohen, 2003) relacionan la precipitación de ortofosfato con el carbonato cálcico en aguas oxigenadas con alta actividad fotosintética y biogénica.

Dean (1981) propone que el mecanismo más importante de precipitación de carbonato en lagos de aguas duras es la asimilación de CO₂ durante la fotosíntesis de los macrofitos y micrófitos, de forma que, la tasa de precipitación de carbonato cálcico a partir de aguas supersaturadas es directamente proporcional a la tasa de asimilación de CO₂. Estos depósitos de grano fino, *mudstone*, dominan en la mayoría de los lagos someros (Platt y Wright, 1991; Anadón *et al.*, 2000). Atendiendo al análisis multivariante en cada uno de los sondeos (Figs. 8.62-8.66) hemos constatado la existencia de dos posibles orígenes diferentes de la calcita. En el primer caso (sondeos C7, C10 y Almenara, Figs. 8.63, 8.64 y 8.65), donde la calcita procede de un único origen, parece que su precipitación no está asociada a los procesos físico-químicos de evaporación que se producen en los márgenes de lagos, puesto que no se vincula con la variable salina (S o Mg), sino que hay una asociación del carbonato cálcico con los elementos propios de aguas oxigenadas (Mn) y la cantidad de nutrientes (P). Teniendo en cuenta los orígenes del carbonato que proponen Kelts y Hsü (1978) y Dean (1981), esto indicaría una precipitación de calcita inducida por la asimilación de CO₂ por algas (caráceas).

En el segundo caso, cuando el Ca y el C inorgánico no son afines (sondeos C3 y Benicasim, Figs. 8.62 y 8.66), el análisis multivariante indican dos orígenes inorgánicos del carbonato cálcico. Una parte de la calcita procede de la precipitación inorgánica a partir de agua bien oxigenada (Mn, Mg y Sr), pudiendo incluso presentar cierta tendencia a formar hidróxidos de Fe (Cohen, 2003) similar al caso anterior. Pero además, otra parte de la calcita, está relacionada con la sobresaturación de carbonato por evaporación, se asocia a las variables orgánica (C org, P, N y Na) y argílica (Al y Fe). La entrada de detríticos inhibiría la precipitación de ambas “calcitas inorgánicas”. En estos casos, también se ha comprobado que la mayor proporción del P está asociada a los aportes siliclásticos y a la variable orgánica, y sólo una pequeña parte está vinculada a la precipitación de carbonato cálcico.

Ligando la situación de los sondeos con el origen del carbonato se deduce que las condiciones más favorables para la precipitación bioinducida de calcita, eran las aguas bien oxigenadas, ricas en nutrientes y posiblemente más claras, y donde el desarrollo de plantas acuáticas fue mayor, es decir, en las zonas más orientales de los humedales. Mientras, hacia el borde occidental, parte de la calcita se asocia a los procesos de evaporación y concentración de carbonato de borde de lago.

La relación C/S, y la asociación de foraminíferos apuntan a un ambiente de aguas fundamentalmente salobres, exceptuando el sondeo de Benicasim, que se encuentra situado muy próximo al acuífero mesozoico de agua dulce. La mayor precipitación de carbonato cálcico se produce cuando la relación C/N es menor, lo que indica que la precipitación se ve favorecida por la expansión de las algas, que aumentan la cantidad de CO₂ asimilado durante la fotosíntesis. La relación C/N sugiere una elevada proporción de plantas vasculares, posiblemente debido a que el subambiente se sitúa en las zonas intermedias de desarrollo de plantas vasculares acuáticas y algas.

Murphy y Wilkinson (1980) y Treese y Wilkinson (1982) denominan “turbas calcáreas” a esta facies situada en el escarpe margoso de una plataforma lacustre. Según el trabajo de Freytet y Plaziat (1982), posteriormente sintetizado por Tucker y Wright (1990) y Platt y Wright (1991), esta facies podría corresponder a las “calizas micríticas” con algunos bioclastos, moluscos y restos de caráceas, que se dan en los márgenes lacustres de baja pendiente, tipo rampa para lagos con cierta profundidad.

La asociación de ostrácodos *Cyprideis torosa* (Jones) y *Xestoleberis nitida* se considera característica de aguas ricas en sulfatos y cloruros en un ambiente cálido (Mezquita *et al.*, 1999; Blázquez, 2003; Cearreta *et al.*, 2003), lo que confirma los valores obtenidos de C/S que indican aguas salobres. Por otro lado, la forma *tepida* del foraminífero *Ammonia beccarii tepida* (Cushman) indica que las aguas podrían llegar a ser hipohalinas (Usera *et al.*, 2002) e incluso, variar estacionalmente con aportes de aguas dulces, como indica la presencia de *P. psammophila* (Mezquita *et al.*, 1999). En general, se reconocen periodos en los que la influencia marina es menor y el ambiente se enriquece en agua dulce, confirmando lo observado a partir de la relación C/S y la fauna encontrada.

En el sondeo de Almenara las margas presentan mayor influencia de aportes siliclásticos respecto al resto de sondeos, probablemente relacionado con su posición más oriental, ya que la proximidad al mar puede facilitar la llegada de terrígenos procedentes de la zona de isla barrera.

8.1.15. Caráceas (Ch)

Descripción:

El componente principal de este depósito son los restos de caráceas (principalmente, talos y, en menor medida, oogonios) por lo que su color es amarillo o crema, se reconocen también gasterópodos enteros, principalmente *Bithynia*, *Limnaea* e *Hydrobia*. Es frecuente la laminación paralela difusa, encontrándose los talos normalmente en posición horizontal (Fig. 8.67).

La base de esta facies tiende a ser irregular y, en algún caso, se observan concentraciones de materia orgánica de tonos pardos. El espesor varía entre 1 cm y más de 30 cm. En la mayoría de los casos el límite superior es gradual pasando a fangos o turbas. Pueden presentar raíces verticales de los niveles turba superiores.

Únicamente se han reconocido en los sondeos realizados en los marjales (sondeos de Benicasim, Nules, Almenara, C2, C3, C4, C6, C8 y C10) y siempre vinculada a las facies de turbas y margas.

La densidad medida con el *multisensor core logger* (MSCL) arroja valores medios de entre 1,3 y 2 g/cm³ dependiendo del grado de compactación de las caráceas, pero en cualquier caso, más altos que los de las turbas y margas. La susceptibilidad magnética y resistividad tienen valores absolutos muy bajos, nunca superiores a 10x10⁻⁸m³/kg y 10 Ohm-m. De las tres facies asociadas (caráceas, turbas y margas), presenta los valores de resistividad más altos. Su particularidad más reseñable es la homogeneidad de valores dentro de un mismo depósito (Anexo II).

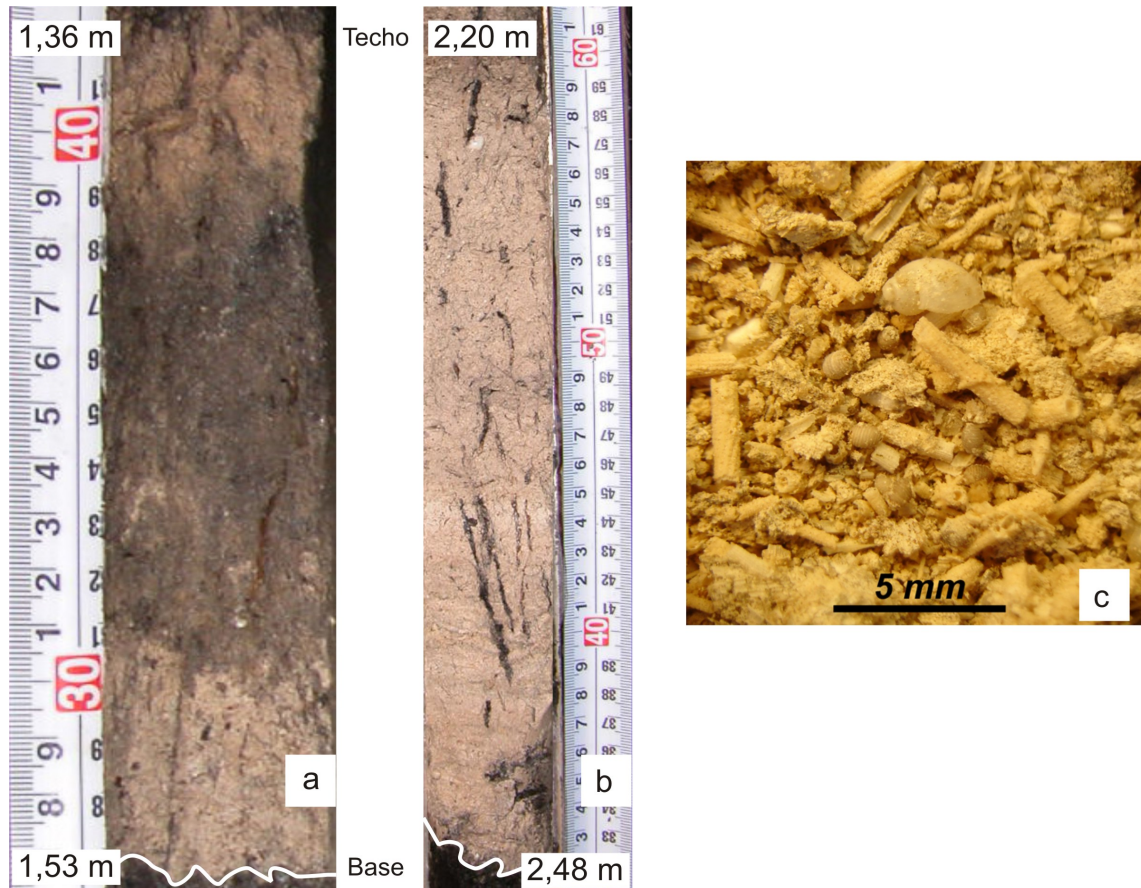


Figura 8.67.- Nivel de caráceas. a) C3, límite inferior neto sobre turba negra y límite superior gradual a fango carbonático; b) C4, nivel de caráceas con laminación horizontal con base erosiva sobre turba hémica negra; y c) talos y oogonios de caráceas y algún gasterópodo de C4.

El análisis mineralógico muestra que el depósito está compuesto únicamente por calcita, si bien se han reconocido indicios de cuarzo (Tabla 8.19 y Fig. 8.68).

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
C 3	150	Cal						
C 4	230	Cal						

Tabla 8.19.- Mineralogía de la facies de caráceas. Cal-calcita.

La composición química es muy homogénea y el elemento químico más abundante es el Ca, con una proporción media de CaO en torno al 45 % (Tabla 8.20). Las algas verdes, *charophytes*, concentran carbonato cálcico en sus paredes (Dean, 1982), por lo que la proporción de carbonato de origen biogénico es muy alta.

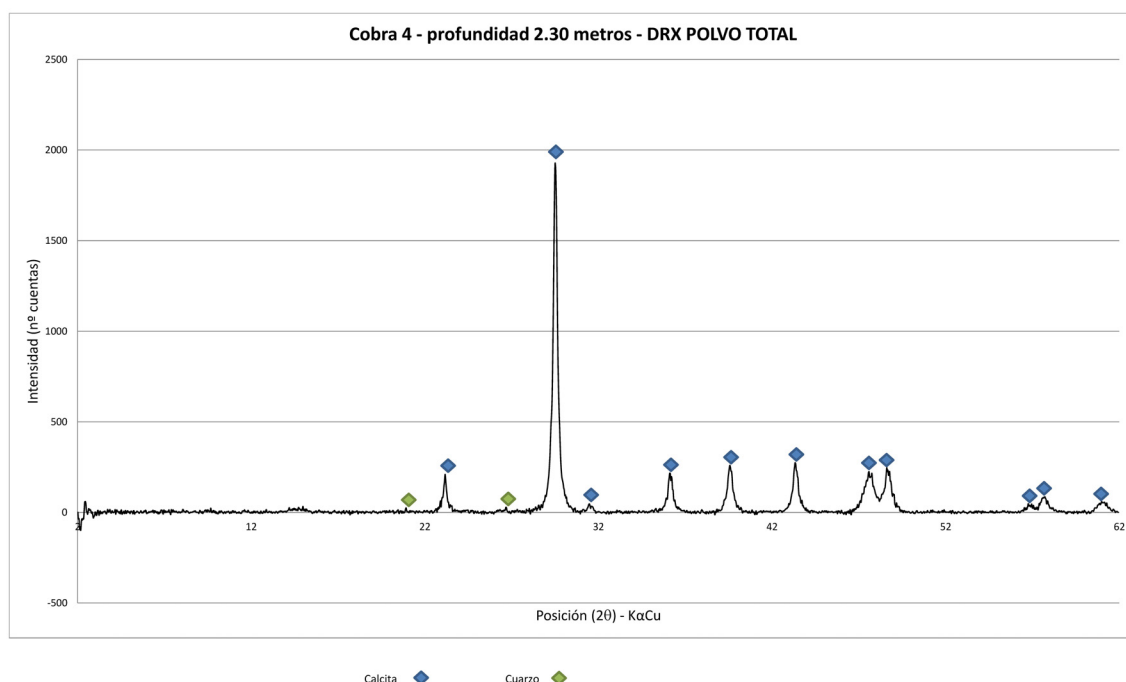


Figura 8.68.- Difractograma de polvo total para una muestra de la facies de caráceas del sondeo C4 mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción.

La homogeneidad litológica también se observa en los demás elementos químicos, puesto que todos presentan valores bajos de varianza (Tabla 8.20). Los contenidos medios de los elementos principales, Si y Al, son muy bajos, tienen valores medios inferiores al 1,5 y 0,5 % respectivamente, con excepción del sondeo C10. En este sondeo los valores de Si y Al son más altos, y según las relaciones Si/Al (Jones y Bowser, 1978) y entre los elementos químicos principales (CaO, SiO₂ y Al₂O₃) puede tener minerales arcillosos (Tabla 8.20 y Fig. 8.69).

	C 3			C 10			S. Benicasim	C 8
	μ	σ^2	σ	μ	σ^2	σ		
CaO (%)	48,43	3,79	1,95	33,68	9,19	3,03	46,09	51,8
SiO ₂ (%)	1,18	0,60	0,77	8,19	5,58	2,36	0,72	0,39
Al ₂ O ₃ (%)	0,33	0,04	0,20	4,42	1,98	1,41	0,21	0,13
Si/Al	3,61	0,19	0,43	1,87	0,01	0,07	3,43	3,00
Mg/Ca	0,05	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,05
S (%)	0,85	0,05	0,22	0,97	0,02	0,14	0,70	0,59
P ₂ O ₅ (%)	0,04	0,00	0,01	0,05	0,00	0,01	0,04	0,04
M. org (%)	6,53	8,63	2,94				13,33	3,75
C/N							21,02	12,87
C/S	3,80	0,89	0,94				9,52	3,18

Tabla 8.20.- Valores químicos de la facies de caráceas de los sondeos C3 y C10 y de una muestra de los sondeos de Benicasim y C8. Donde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

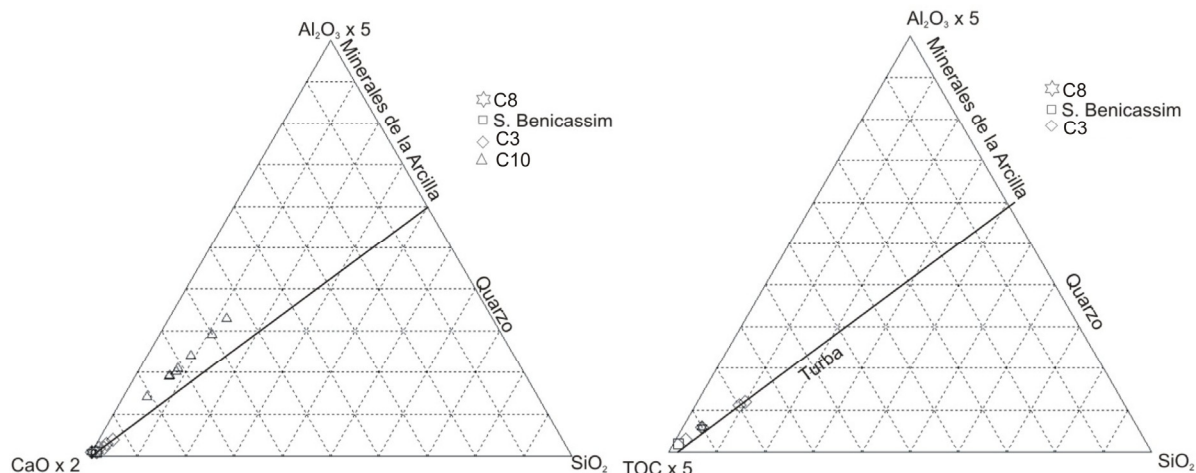


Figura 8.69.- Representación de los elementos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 y CaO) en el diagrama de Brumsack (1989) y en el diagrama ternario de Dellwig et al. (1999) de los compuestos Al_2O_3 , SiO_2 y TOC para la facies de caráceas.

El contenido de materia orgánica es relativamente alto constituyendo el segundo componente mayoritario de la facies. Si comparamos con las otras dos facies de la asociación (turbas y margas) sus valores medios son ligeramente más bajos, como también ocurre con el contenido medio de los elementos afines, S y P.

En el diagrama Dellwig et al. (1999), (Fig. 8.69) la relación entre la componente orgánica y la detrítica muestra que el contenido de materia orgánica es mucho más alto que el de los minerales arcillosos y silicatos, aunque muy inferior al contenido en carbonato, como se puede observar en el diagrama que relaciona CaO , TOC y SiO_2 (Fig. 8.70).

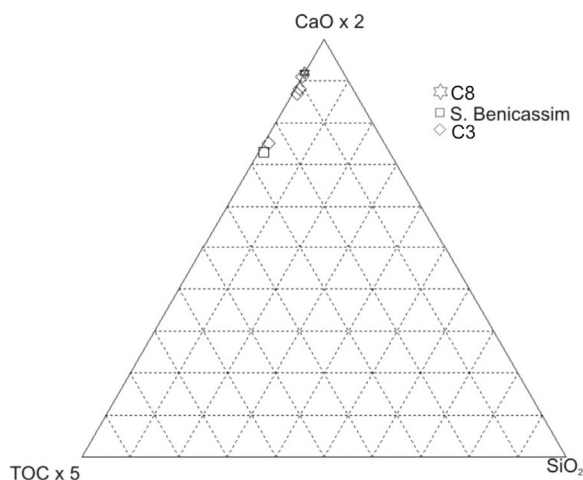


Figura 8.70.- Diagrama triangular de TOC, CaO y SiO_2 obtenido de la combinación de los diagramas de Brumsack (1989) y Dellwig et al. (1999).

Se han obtenido únicamente dos datos de la relación C/N para esta facies. En el sondeo de Benicassim ésta indica que la materia orgánica procede de algas (Meyers e Ishiwatari, 1993, 1995; Meyers y Teranes, 2001; Meyers, 2003; Cohen, 2003), mientras el valor de la muestra del sondeo C8 señala un origen de mezcla plantas vasculares y algas (según los criterios de Meyers e Ishiwatari, 1993, 1995; Meyers y Teranes, 2001; Meyers, 2003; Cohen, 2003), posiblemente esto se deba a la presencia de restos de raíces.

La relación C/S, que, como ya hemos visto, determina la calidad del agua (Berner, 1982; Berner y Raiswell, 1984; Raiswell y Bener, 1986) muestra valores típicos de mezcla de aguas dulces y

marinas (Fig. 8.71). El índice de correlación de las muestras del sondeo C3 ($R=0,79\%$) es bajo, por lo que es posible que uno de los elementos químicos tenga dos orígenes. La pendiente de la curva dibujada se asemeja más a la de las aguas dulces (Fig. 8.71), por lo que posiblemente estas hayan tenido una mayor influencia.

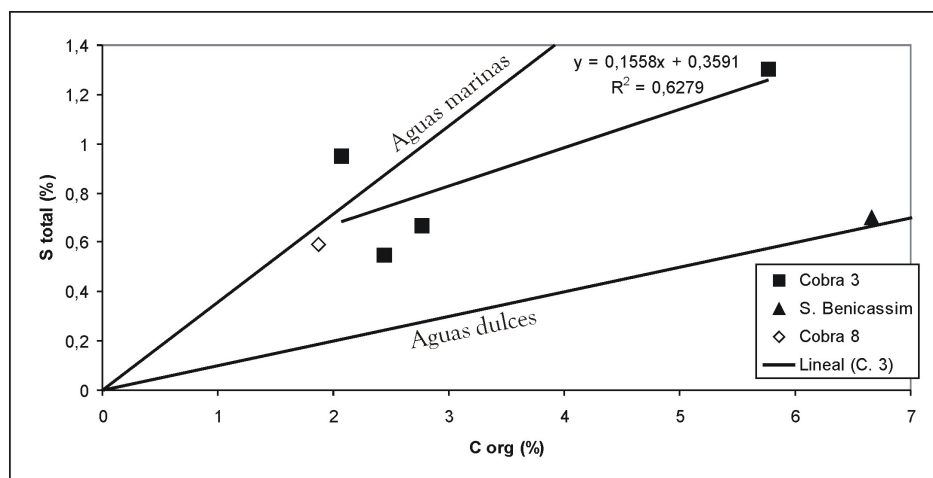


Figura 8.71.- La relación C orgánico y S total muestra la influencia que tienen las aguas marinas sobre la formación de las caráceas.

El análisis multivariante del conjunto de las muestras disponibles revela relaciones muy similares de la variable carbonática (Ca, Mg y Sr) con las variables orgánica (P, PPC, S) y detrítica (Si, Al, Na y K), representadas por la Cp1 y Cp2 (varianzas del 37,95 % y 33,77 %, respectivamente), (Fig. 8.72). Estas dos componentes principales prueban que la entrada de minerales detríticos y la acumulación de materia orgánica inhiben la precipitación de la calcita.

La Cp1 refleja además que la calcita tiende a asimilar Sr y Mg durante su formación, elementos químicos fundamentalmente salinos. La Cp2 señala que una buena parte de la calcita se forma durante periodos en los cuales el Mn se oxida y precipita, es decir, la precipitación de carbonato está favorecida por la mayor oxigenación de la columna de agua. Además, la afinidad de Fe, S y PPC indica que la materia orgánica se conserva en condiciones reductoras. En este caso el P se acumula junto a la materia orgánica, de forma que las variaciones en el contenido de nutrientes dependen también de la cantidad de oxígeno.

La Cp3 (varianza del 7,78%) está compuesta por Sr, S, B y Mn e indica una relación directa entre la variable salina (Sr, S y B) y la oxigenación de la columna de agua (Mn).

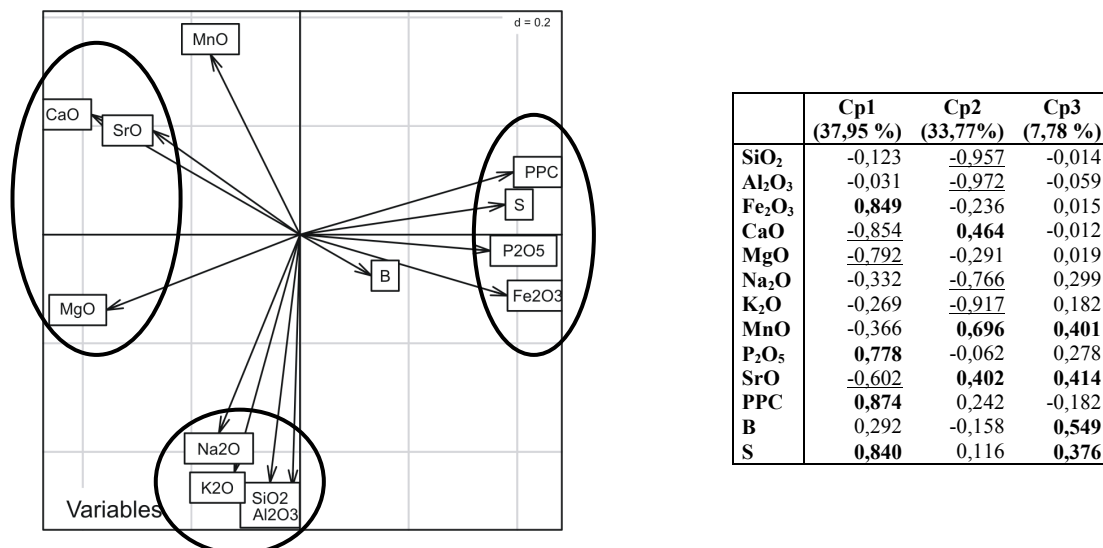


Figura 8.72.- Representación de las variables según las dos componentes principales de la facies de caráceas (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.

Se ha realizado el análisis multivariante de las muestras de caráceas del sondeo C3 diferenciándose entre el C inorgánico y orgánico (Fig. 8.73). El análisis señala dos posibles orígenes para la calcita, uno biogénico y otro bioinducido. La Cp1 (varianza 65,5%) representa la calcita biogénica que forma parte de la estructura de la planta (oogonios y talos) y que, al constituir partes duras, pueden ser transportadas antes de su sedimentación y por ello se asocian a elementos químicos como Si, Al, Mg y K, de origen detrítico. Esto explicaría la presencia de laminaciones y la orientación de los talos.

La Cp2 representa la calcita bioinducida, que se asocia a los periodos de agua oxigenada (oxidación de Mn) y está inversamente vinculada con la conservación de materia orgánica (C org) y con la entrada de aportes detríticos (Si y Al).

Las dos primeras componentes indican que el crecimiento de las algas no es compatible con la acumulación de materia orgánica y, según la tercera componente, Cp3, tampoco se asocia a aguas muy salinas (Sr y Mg).

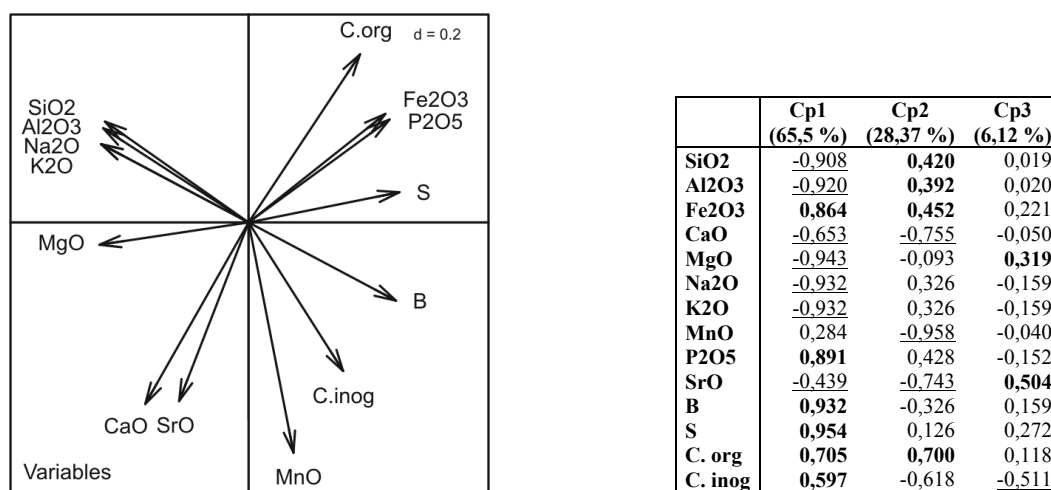


Figura 8.73.- Representación de las variables según las dos componentes principales de la facies de caráceas para las muestras del sondeo C3 analizando las relaciones entre carbono orgánico e inorgánico (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.

Interpretación:

Las algas calcificadas tras su muerte, fragmentación, transporte y sedimentación constituyen la mayor parte de estas facies. Aunque la abundancia de fragmentos de talos de *charophytas*, la escasez de otros componentes y la laminación difusa permite suponer que el transporte de los fragmentos de estas algas fue pequeña o nula.

Murphy y Wilkinson (1980), en márgenes con de alta pendiente, interpretan la concentración de *charophytas* como el mayor constituyente de la plataforma margosa, entre la “turba calcárea” y las facies de centro de cuenca. Posteriormente, Freytet y Plaziat (1982) en márgenes lacustres tipo rampa de baja pendiente, relacionaron estas facies con las litofacies de “calizas micríticas” formadas por la llegada de *debris* de *charophytas* a la zona más profunda de los lagos. Por su parte, Treese y Wilkinson (1982) identificaron distintas facies dentro de la plataforma margosa, de tal forma que las *charophytas* con laminación de los depósitos fósiles podrían corresponder a las “arenas medias de *Chara*”, localizadas en la parte más somera de los lagos actuales.

La mayor parte del carbonato de esta facies es de origen biogénico, ligado a la calcificación de las estructuras de las caráceas pero otra parte es bioinducido por estas mismas algas, ya que el incremento de las condiciones de oxigenación del agua favorece la proliferación de las algas, al mismo tiempo que éstas aumentan la concentración de O₂ durante la fotosíntesis (Kufel y Kufel, 2002). Al igual que en la facies de margas (M) el incremento en tasa de asimilación de CO₂ por la fotosíntesis de las algas favorece la precipitación de la calcita. De forma resumida, la pérdida de CO₂ en aguas duras, ricas en bicarbonato cálcico (Ca(CO₃H)₂), hace que la ecuación de equilibrio químico se desplace hacia la derecha para formar más CO₂ y se incrementa la precipitación de carbonato cálcico (CaCO₃).



Nuestro análisis multivariante confirma que las *charophytas* necesitan una agua clara, limpia y bien oxigenada para desarrollarse (Murphy y Wilkinson, 1980; Treese y Wilkinson, 1982; Dean y Fouch, 1983; Kufel y Kufel, 2002; Cohen, 2003). Estas condiciones coinciden con un aumento de la salinidad, aunque el exceso de sales puede disminuir la producción de las algas, es decir, soportan aguas restringidas salobres pero no salinas, al igual que propone Cohen (2003). Los valores de azufre medidos, asociados a la salinidad de las aguas, son más altos que el valor medio de lagos carbonatados (Kelts y Hsu, 1978); en cambio los nutrientes, relacionados con el fósforo, parecen disminuir durante el auge de las algas, de la misma manera que ocurre en lagos actuales (Blindow *et al.*, 2002). Según Valero-Garcés *et al.* (1999) el P no entra a formar parte de la estructura de las algas, por lo que el depósito no debiera tener altas concentraciones de fosfatos.

8.1.16. Turba (T)Descripción:

Está constituida en su mayoría por turbas hémicas y sápricas de color gris oscuro a negro, aunque esporádicamente se han identificado niveles de turbas fibrícas rojas o pardas, en las que se mantiene la estructura original de la planta (Fig. 8.74).

Contienen numerosos gasterópodos de aguas salobres (*Bithynia*, *Limnaea*, *Planorbis*, *Melanopsis* e *Hidrobía*), opérculos, *charophytas*, bivalvos, ostrácodos y foraminíferos. Entre los ostrácodos destacan *Cyprideis torosa* (Jones), *Xestoleberis nítida* y *Hetrocypris salina* (Brady), y

entre los foraminíferos; *Ammonia beccarii tepida* (Cushman), *Trychohyalus aguayoi* (Bermúdez), *Trochammina inflata* (Montagu) y aff. *Physalidia* sp., todos ellos característicos de aguas salobres desde oligosalinas a mesosalinas (Usera *et al.*, 1996a, 2002; Usera y Mateu, 1995).

Pueden aparecer pequeños cristales de yeso dispersos y ciertos cambios en el color pueden interpretarse como laminación. También se distinguen raíces más modernas que atraviesan verticalmente el depósito.

Se localiza en los sondeos perforados sobre los marjales (sondeos Almenara, Nules y Benicasim, C2, C3, C4, C7, C8, C9 y C10) y en superficie ocupando grandes extensiones de los marjales, junto con las facies de margas, caráceas y arcillas.

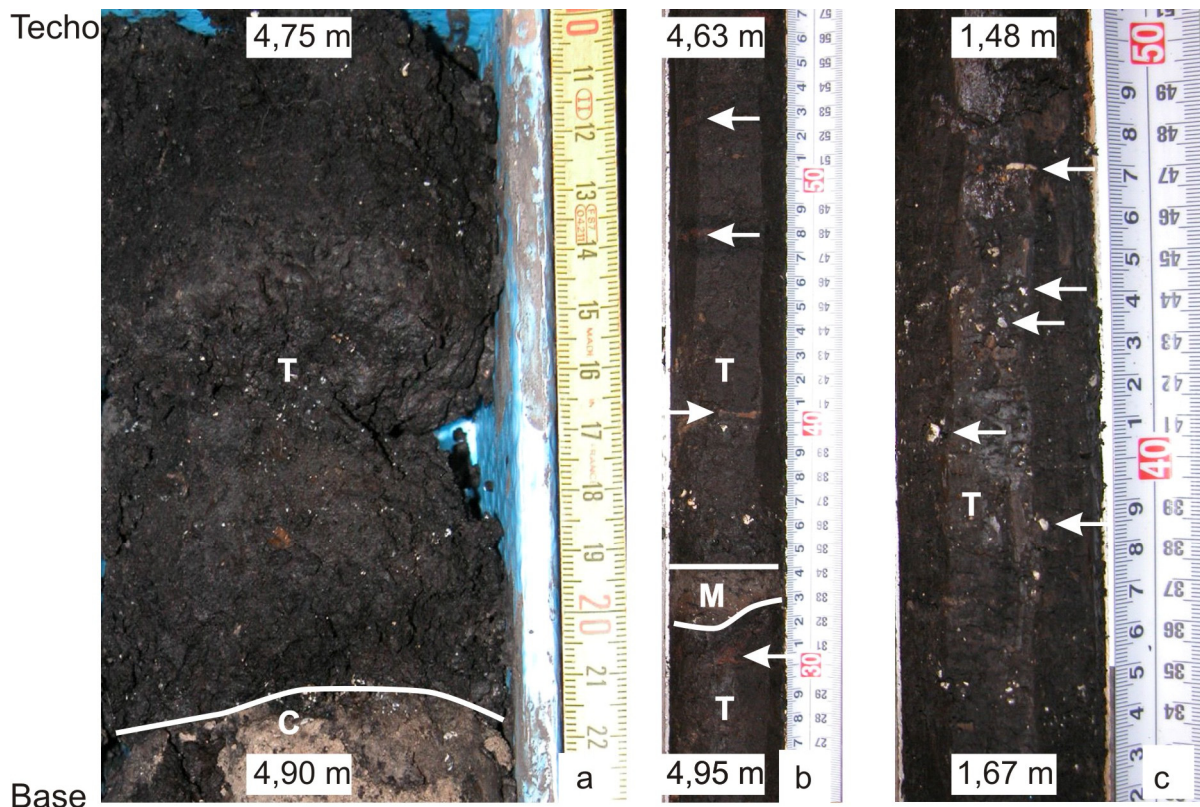


Figura 8.74.- Aspecto de los materiales identificados como turbas. a) Turba hémica gruesa apoyada sobre un nivel de caráceas en un contacto recto, con pequeños cristales de yeso (sondeo de Nules); b) Turba hémica y sáprica con pequeños niveles de turba fibrica (sondeo C7); y c) Turba hémica gruesa con presencia de fragmentos de gasterópodos rotos (sondeo C10).

Las medidas realizadas con el *multisensor core logger* (MSCL) muestran que la densidad de la turba es muy baja, la más baja de todas las facies definidas, muy próxima a 1g/cm^3 . También se trata de materiales paramagnéticos, con valores de susceptibilidad magnética en torno a $0\text{ m}^3/\text{kg}$ y resistividad cercana a 0 Ohm-m .

Los minerales mayoritarios son silicatos, aunque con proporciones muy variables. La calcita aparece como mineral secundario pero en algunas las muestras su contenido aumenta hasta ser el mineral mayoritario (Tabla 8.21 y Fig. 8.75). Como minerales minoritarios están feldespatos potásicos, plagioclasas, aragonitos, dolomitas y yesos. Estos tres últimos pueden formarse en medios con condiciones de alta salinidad debido a aridez o desecación (Muller *et al.*, 1972; Valero-Garcés *et al.*, 1999), aunque lo más probable es que el aragonito proceda de los restos de gasterópodos.

Sondeo	Prof. (cm)	Minerales						
		>70%	70-50%	50-40%	40-30%	30-20%	20-10%	<10%
C 7	390	Qtz						
C 7	530				Cal, Qtz	Filo		FtoK, Gyp
C 10	149			Filo	Cal		Arag	Qtz
Nules	480		Filo (Ill)				Cal, Qtz	Py, Dol
Benicasim	440		Filo (Ill, Cao)			Qtz		Cal, Py, FtoK, Plag
Benicasim	425			Filo	Cal		Qtz	Gyp, Py

Tabla 8.21.- Mineralogía de la matriz de la facies de turba. Qtz-cuarzo, Plag-plagioclasa, FtoK-feldespatopotásico, Cal-calcita, Dol-dolomita, Py-pirita, Gyp-yeso, Filo-filosilicatos: Ill-illita y Cao-caolinita.

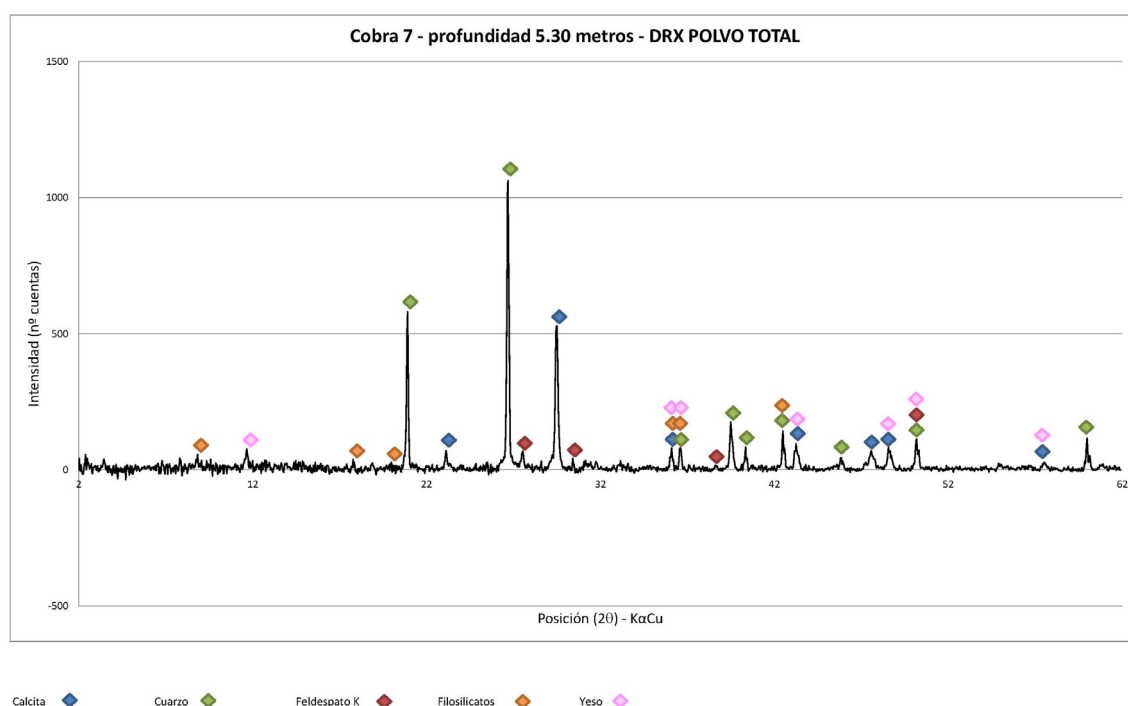


Figura 8.75.- Diffractograma de rayos X de una muestra de la facies de turba (T) mostrando las fases minerales a las que corresponden los picos de difracción.

La composición química de esta facies es muy variable: la materia orgánica es el compuesto mayoritario, con gran variabilidad entre los sondeos y dentro de los mismos sondeos, así el contenido está entre 9,38% en sondeo de C3 y 49,45% en el sondeo de Benicasim y tienen valores varianzas muy altos dentro de ellos (Tabla 8.22). También se observa en los diagramas ternarios (Figs. 8.76 y 8.77). Además, corroborando el análisis mineralógico, los filosilicatos son ligeramente superiores a la sílice (Fig. 8.76), lo que se ve confirmado por la baja relación Si/Al (Tabla 8.22). El Ca, localmente, también puede ser abundante (Tabla 8.22 y Fig. 8.77).

En resumen, químicamente esta facies se parece mucho a la facies de margas (M) salvo que el contenido en materia orgánica y elementos químicos asociados a silicatos (Si y Al) es mayor y el de Ca es inferior.

Según los valores de Mg/Ca (Muller *et al.*, 1972; Dean 1981; Dean *et al.*, 2006) el aragonito procede de las conchas de los gasterópodos y no de la precipitación primaria en aguas salobres. Estos valores son muy similares a los obtenidos para las facies de margas (M) y, como en ellas, apuntan a

unas condiciones de salinidad superiores a las deducidas para las facies de caráceas (C). Aun así, la presencia de dolomita y yeso parece indicar unas condiciones de mayor salinidad que las de los depósitos de margas (M).

	C 3			C 7			C 10			S. Almenara			S. Benicassim		
	μ	σ^2	σ	μ	σ^2	σ	μ	σ^2	σ	μ	σ^2	σ	μ	σ^2	σ
CaO (%)	38,70	55,78	7,47	24,11	69,41	8,33	14,07	39,72	6,30	21,52	13,10	3,62	20,49	152,68	12,36
SiO ₂ (%)	7,36	65,45	8,09	11,75	36,13	6,01	15,75	10,41	3,23	11,37	1,43	1,20	12,93	119,59	10,94
Al ₂ O ₃ (%)	3,10	13,93	3,73	4,51	4,79	2,19	7,45	2,45	1,56	2,46	0,11	0,34	4,56	14,89	3,86
Si/Al	2,83	0,32	0,56	2,63	0,18	0,42	2,13	0,05	0,23	4,78	1,30	1,14	3,23	1,34	1,16
Mg/Ca	0,07	0,00	0,06	0,16	0,01	0,11	0,14	0,00	0,06	0,11	0,00	0,02	0,13	0,00	0,06
S (%)	1,07	0,31	0,55	2,21	0,83	0,91	1,45	0,11	0,33	2,32	0,23	0,48	2,19	1,81	1,35
P ₂ O ₅ (%)	0,08	0,00	0,04	0,09	0,00	0,03	0,10	0,00	0,02	0,08	0,00	0,01	0,09	0,00	0,03
M. org (%)	9,38	20,52	4,53	30,36	94,45	9,72				40,94	68,15	8,25	49,45	612,87	24,76
C/N										41,27	7,59	2,76	25,15	33,40	5,78
C/S	4,56	1,08	1,04	7,23	1,87	1,37				8,83	0,00	0,05	13,96	38,16	6,18

Tabla 8.22.- Valores de CaO, SiO₂, Al₂O₃, P, S y materia orgánica, y las relaciones Si/Al, Mg/Ca, C/N y, C/S. Dónde: μ es la media; σ^2 es la varianza; y σ es la desviación estándar.

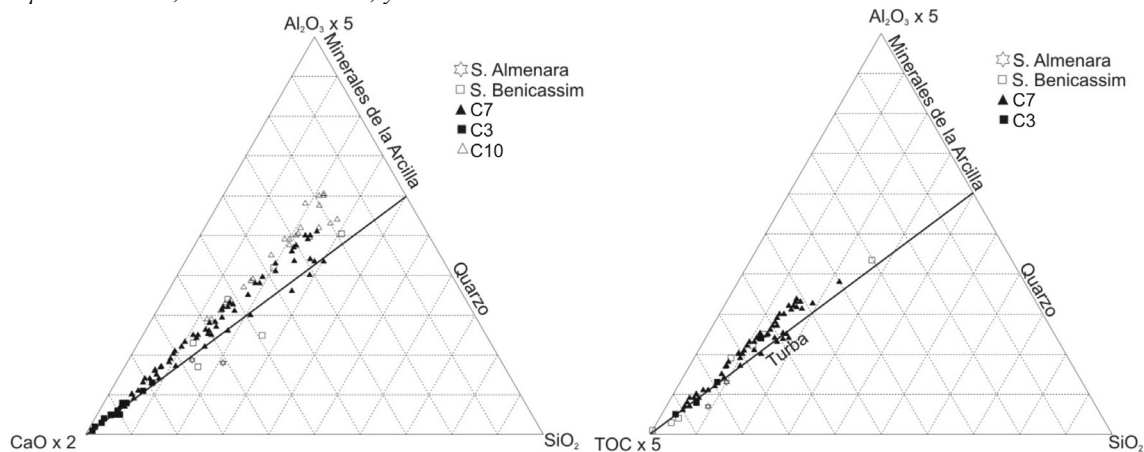


Figura 8.76.- Representación de los elementos mayores (SiO₂, Al₂O₃ y CaO) en el diagrama de Brumsack (1989) y en el diagrama ternario de Dellwig et al. (1999) de los compuestos Al₂O₃, SiO₂ y TOC para la facies de turba.

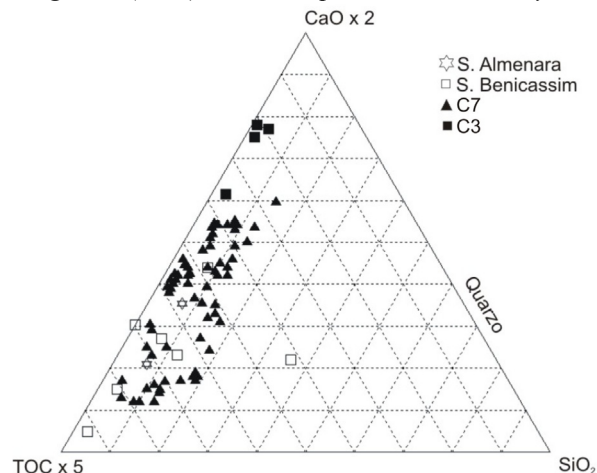


Figura 8.77.- Diagrama triangular de TOC, CaO y SiO₂ obtenido de la combinación de los diagramas de Brumsack (1989) y Dellwig et al. (1999).

Los elementos asociados habitualmente a la materia orgánica (S y N) presentan los valores más altos de las facies organógenas identificadas. El índice de correlación entre el N total y la materia orgánica ($R = 0,90$) refleja una relación directa (Fig. 8.78) entre ambos. Los valores de la relación de C/N son superiores a 20 y de acuerdo con Meyers e Ishiwatari (1993, 1995), y Meyers y Teranes (2001), indican que la turba procede de plantas vasculares, más ricas en celulosa, y por tanto, más pobres en N. Del mismo modo, atendiendo a la curva de regresión, la mayor acumulación de materia orgánica se produce a partir de plantas ricas en celulosa, aunque en algunos puntos pudieran existir aportes de plantas no vasculares (Fig. 8.78).

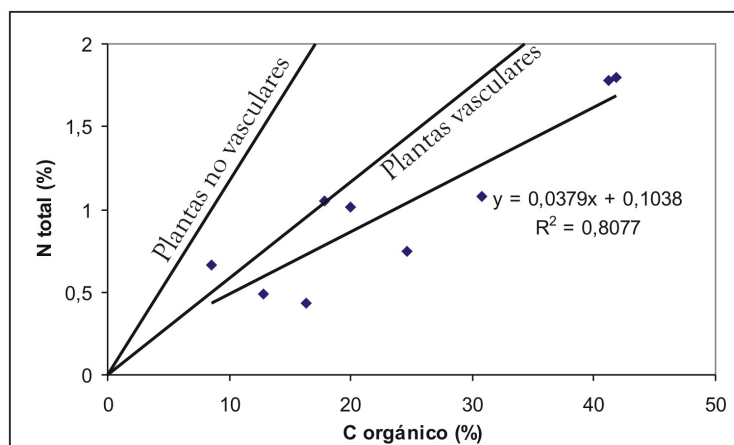


Figura 8.78.- Relación entre C orgánico y N total obtenida para las muestras correspondientes a la facies de turba.

La cantidad de S es muy elevada, debido al alto contenido en materia orgánica y la presencia de yeso en algunas de las muestras. La relación entre S total y C orgánico (Berner, 1982; Morse y Berner, 1995) muestra que, en el marjal de Benicasim, la sedimentación se produce en condiciones de aguas dulces, como ya se ha visto en la facies de margas (M). Por el contrario, en el marjal de Almenara, las aguas son salobres, mezcla de aguas marinas y dulces, aunque éstas últimas parecen tener mayor influencia en el ambiente de sedimentación, que durante el depósito la facies de margas (M) o caráceas (C). En este caso las pendientes de las rectas de los sondeos de Almenara, C7 y C3 son similares a la del límite de aguas dulces, pero en el sondeo C3 el índice de correlación de ambos elementos ($R = 0,63$) es muy bajo por lo que pudiera haber dos fuentes para el azufre (S), (Fig. 8.79).

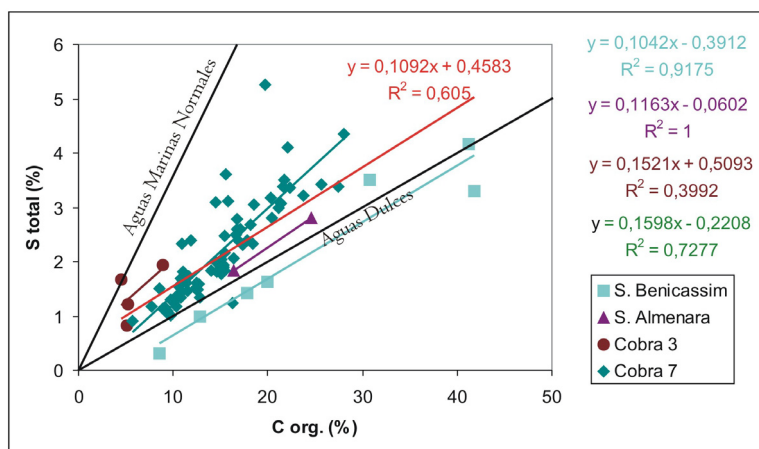


Figura 8.79.- Relación entre C orgánico y el S total de las muestras de turbas. La pendiente de la recta de regresión de todas las muestras (recta roja) indica una gran influencia del agua dulce sobre la salobre. Las turbas del sondeo de Benicasim son de agua dulce.

El análisis multivariante del total de las muestras de los sondeos de Almenara, Benicasim, C3 y C7 refleja que la relación más común entre elementos químicos (varianza del 47, 37 %) es la relación inversa entre el carbonato (Ca) y los siliclásticos (Si, Al, Mg, Na, K y Ti), (Fig. 8.80). Aunque ninguno de los dos representan los principales compuestos de la facies su relación es la que más se repite y, así, la sedimentación de los silicatos, aparentemente detríticos puesto que van asociados los filosilicatos y la sílice, inhiben la precipitación del carbonato, ya sea de origen biogénico como bioinducido.

La Cp2 (19,89% de la varianza explicada) corresponde a la relación inversa de las variables carbonática (Ca) y de oxigenación (Mn) respecto a la variable orgánica (PPC y S) e indica que la sedimentación del carbonato es favorecida por la oxigenación del agua, mientras que en las condiciones reductoras se acumula y conserva la materia orgánica. Así pues, las condiciones más características de esta facies son reductoras.

La Cp3 (10,26 % de la varianza explicada) está compuesta por la variable de los nutrientes (P), y es afín a los procesos de oxidación del Fe y Mn, es decir, esta componente principal indica que con agua rica en oxígeno la producción de nutrientes que se fijan es mayor.

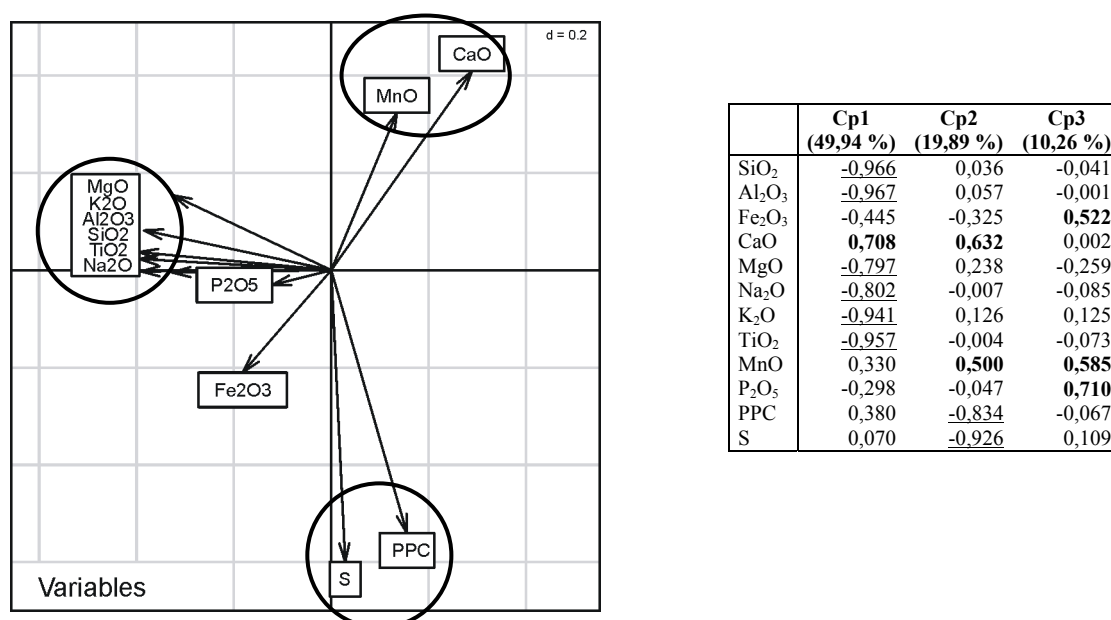


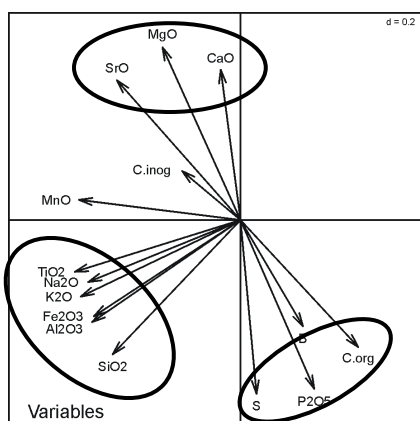
Figura 8.80.- Representación de las variables según las dos componentes principales de las muestras correspondientes a la facies de turba (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.

Los análisis multivariantes de las muestras de turbas de cada sondeo permite distinguir tres variables principales que se repiten en todos los análisis: son las variables orgánica, detrítica y carbonática que, en general, presentan una relación inversa entre ellas (Figs. 8.81-8.84), aunque con algunas particularidades:

- En el sondeo C3 (Fig. 8.81) la Cp2 indica que una pequeña parte de la materia orgánica estaría asociada a la sílice y es inversa con la variable argílica, posiblemente porque ha sido transportada, aunque la mayor parte de la materia orgánica se acumula cuando no recibe siliciclásticos ni existe precipitación de carbonato (Cp1). Las dos fuentes de materia orgánica explican que el S y C orgánico no tengan una relación directa. La Cp3 unifica las variables orgánica y carbonática en contra del B, que tradicionalmente se ha vinculado a las aguas marinas (López-Buendía *et al.*, 1999), por lo que esta

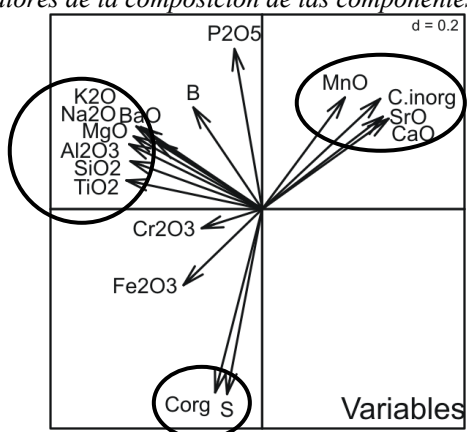
componente puede indicar que la acumulación de materia orgánica o la precipitación de carbonato es más probable en las aguas dulces.

- En los sondeos C7 y C10 (Figs. 8.82 y 8.83) encontramos procesos muy parecidos. La mayoría de las muestras responden a la relación inversa del carbonato y los siliclásticos, mientras que el compuesto más importante, que es la materia orgánica (C orgánico o PPC), es contrario a estas dos. La tercera de las componentes parece indicar una relación inversa entre la oxigenación del agua y la aridez o salinidad (Na).
- En el sondeo de Benicasim (Fig. 8.84) la Cp1 indica que la acumulación y conservación de la materia orgánica está inversamente relacionada con las otras dos variables, detrítica y carbonatada, aunque en este caso la variable carbonatada presenta diferentes orígenes. Uno de ellos está asociado a periodos de mayor oxigenación de la lámina de agua (afín al Mn) y otro, que se encuentra en menor cantidad (varianza del 12,84%), puede relacionarse con la precipitación de carbonato en condiciones de mayor salinidad o aridez (afinidad al Mg). Esta relación podría explicar la aparición de dolomita en alguna de las muestras.



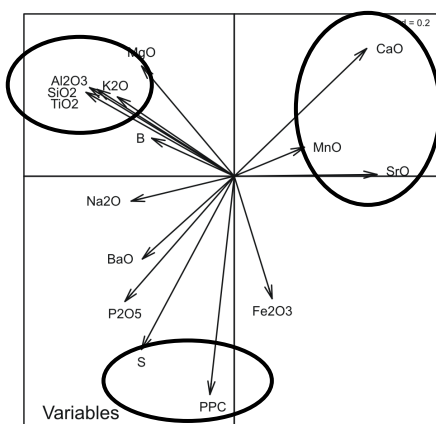
	Cp1 (47,11 %)	Cp2 (29,87 %)	Cp3 (18,21 %)
SiO2	-0,740	-0,619	0,250
Al2O3	-0,859	-0,470	0,119
Fe2O3	-0,849	-0,443	-0,264
CaO	-0,114	0,692	-0,664
MgO	-0,452	0,796	0,383
Na2O	-0,882	-0,286	0,364
K2O	-0,925	-0,353	-0,049
TiO2	-0,960	-0,239	-0,119
MnO	-0,936	0,093	-0,221
P2O5	0,427	-0,778	-0,256
SrO	-0,716	0,644	0,006
B	0,361	-0,490	0,751
S	0,093	-0,801	-0,557
C. org	0,682	-0,586	-0,402
C. inorg	-0,338	0,226	-0,836

Figura 8.81.- Representación de las variables según las dos componentes principales la facies de turba (T) en el sondeo C3 (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.



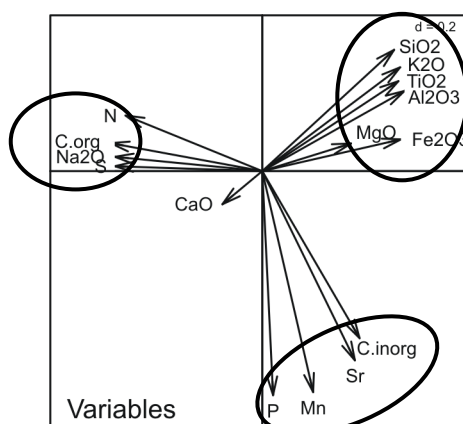
	Cp1 (53%)	Cp2 (25,2 %)	Cp3 (6,9 %)
SiO2	-0,927	0,233	-0,208
Al2O3	-0,936	0,315	-0,018
Fe2O3	-0,553	-0,369	0,692
CaO	0,890	0,439	-0,009
MgO	-0,905	0,353	-0,132
Na2O	-0,854	0,398	0,151
K2O	-0,885	0,401	-0,007
Cr2O3	-0,426	-0,093	0,065
TiO2	-0,955	0,139	-0,200
MnO	0,582	0,542	0,285
P2O5	-0,195	0,777	0,502
SrO	0,849	0,448	0,137
BaO	-0,747	0,325	-0,190
S	-0,247	-0,897	0,285
B	-0,484	0,493	0,304
C.inorg	0,831	0,535	-0,082
C.org	-0,331	-0,890	0,064

Figura 8.82.- Representación de las variables según las dos componentes principales la facies de turba (T) en el sondeo C7 (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.



	Cp1 (42,6 %)	Cp2 (21,91 %)	Cp3 (13,22 %)
SiO2	-0,896	0,363	-0,167
Al2O3	-0,829	0,376	0,069
Fe2O3	0,229	-0,530	-0,700
CaO	0,800	0,553	-0,019
MgO	-0,560	0,477	0,063
Na2O	-0,623	-0,108	0,719
K2O	-0,706	0,343	-0,512
TiO2	-0,874	0,384	0,018
MnO	0,424	0,125	-0,592
P2O5	-0,661	-0,543	-0,396
SrO	0,863	0,007	0,284
BaO	-0,555	-0,358	-0,154
PPC	-0,147	-0,946	0,168
B	-0,499	0,165	-0,024
S	-0,560	-0,750	0,193

Figura 8.83.- Representación de las variables según las dos componentes principales la facies de turba (T) en el sondeo C10 (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.



	Cp1 (59,36 %)	Cp2 (21,55 %)	Cp3 (12,84 %)
SiO2	0,859	0,476	0,176
Al2O3	0,926	0,315	0,152
Fe2O3	0,903	0,125	0,246
CaO	-0,260	-0,130	-0,860
TiO2	0,887	0,353	0,257
K2O	0,898	0,407	0,148
MgO	0,578	0,108	-0,789
Na2O	-0,961	0,056	0,161
C. org	-0,988	0,110	0,073
C. inorg	0,634	-0,656	-0,159
S	-0,961	0,019	0,220
N	-0,891	0,218	0,193
Mn	0,331	-0,868	0,258
P	0,070	-0,880	0,385
Sr	0,603	-0,743	-0,074

Figura 8.84.- Representación de las variables según las dos componentes principales la facies de turba (T) en el sondeo de Benicasim (el eje de abscisas representa la primera componente y el eje de ordenadas la segunda componente) y valores de la composición de las componentes principales.

Interpretación:

La facies de turbas (T) parece reflejar unas condiciones lacustres con llegadas de aportes detríticos y episodios de cierta aridez. Los análisis multivariantes muestran que la acumulación de la turba está influenciada por la llegada de detríticos, posiblemente porque es un factor limitante en el desarrollo y proliferación de plantas vasculares y, por tanto, también afecta a su acumulación.

Otro factor determinante en la conservación de la turba es la oxigenación del agua de la cuenca. La oxigenación de la columna de agua favorece la oxidación de la materia orgánica, mientras que la anoxia la inhibe y permite que ésta se conserve; pero además condiciona el desarrollo de las plantas vasculares ya que la buena oxigenación favorece la precipitación de carbonato y no la expansión de las plantas vasculares. En las turbas sápricas, que implican una mayor degradación, se encuentran pocos gasterópodos, lo que apoya la escasez de oxígeno del medio, ya que estas condiciones son desfavorables para la epifauna. Igualmente, el aumento de los nutrientes (P) parece ser mayor durante los periodos de mayor oxigenación (oxi-hidróxidos de Mn y Fe), en los cuales la fauna pudo proliferar en estos ambientes y preservarse en el registro.

Además, el análisis multivariante ha permitido observar que, en determinados lugares como en las turbas del sondeo C3, parte de la turba ha sufrido transporte antes de acumularse, lo que induce a pensar en corrientes u oleaje que remueven parte de esta materia orgánica en suspensión.

Las condiciones de salinidad, deducidas a partir de los datos geoquímicos, corresponden a aguas salobres con una fuerte influencia de agua dulce continental para el marjal de Almenara y, en aguas dulces en el marjal de Benicasim. Ahora bien la presencia de dolomita y yeso en alguna de las muestras, junto a los análisis multivariantes, parecen indicar que había episodios más áridos, aunque no implicaran la completa desecación. La fauna recogida señala unas condiciones de aguas salobres con un amplio rango de salinidades. Pero al igual que Cearreta (1993), Usera *et al.* (2002), Blázquez (2003) y Amorosi *et al.*, (2004), el foraminífero *Trochammina inflata* (Montagu) se reconoce en las zonas con mayor contenido en arcillas indicando depósitos de borde de lagunas costeras e, incluso, se le ha utilizado como indicador de la transición de aguas dulces a salobres (Horton *et al.*, 1999). Según las recopilaciones de gasterópodos recolectados en las turberas de la zona (Madurga, 1973; Collado y Robles, 1983), se deducen un amplio rango de salinidades. Concretamente, Collado y Robles (1983) proponen distintos rangos de salinidad según las asociaciones de gasterópodos; *Hidrobia cf. acuta* - *Limnaea peregra* pueden encontrarse en salinidades de entre 10- 14 ‰ pero *Bithynia sp.* - *Limnaea palustres* no soportan valores superiores al 3 ‰.

En resumen, las turbas se forman en los bordes de las zonas lacustres, como las pequeñas lagunas activas actuales que están bordeadas por plantas vasculares acuáticas (*Phragmites*, Fig. 8.85).



Figura 8.85.- Laguna (Stany) de Almenara.

Atendiendo al modelo de facies propuesto por Murphy y Wilkinson (1982) y Treese y Wilkinson (1982) para lagos con márgenes abruptos, estas facies se formarían en la parte más alta de la plataforma margosa o a la zona subárea del ambiente lacustre.

8.2. ASOCIACIÓN DE FACIES: AMBIENTES DE SEDIMENTACIÓN

8.2.1. Depósitos de flujo viscoso (*debris flow*)

Descripción:

Está constituida por las facies de *debris flow* (Gms y Gmm), pudiendo incluir a techo facies más finas (Sh) a techo y/o lateralmente (Figs. 8.86-8.89). Normalmente son depósitos con base plana que se apoyan sobre limos, arenas y conglomerados del Pleistoceno (Fig. 8.87) aunque localmente pueden tener base irregular (Fig. 8.87). La potencia de la secuencia es muy variable desde pocos centímetros hasta más 3 m, tiene tendencia granodecreciente (Fig. 8.88) y escasa extensión lateral, inferior al centenar de metros. Los techos son rectos y ligeramente inclinados cuando se preserva su morfología original (Fig. 8.89).

Se localizan en las desembocaduras de los barrancos encajados en los relieves mesozoicos.

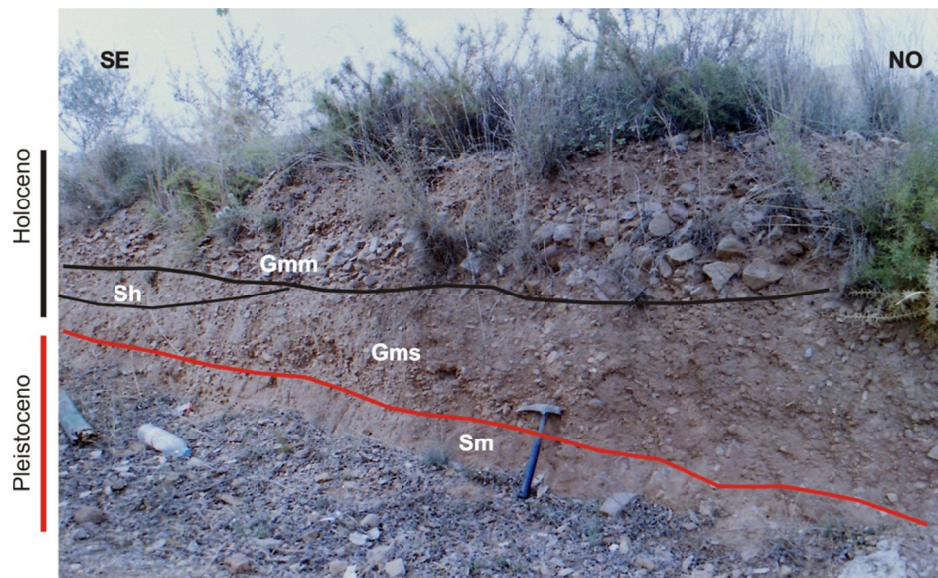


Figura 8.86.- Facies conglomeráticas (Gmm y Gms) granodecrecientes con intercalaciones de arenas masivas (Sm) sobre arenas masivas pleistocenas (Sm). Barranco de Sastre junto a Villavieja. Escala: martillo (33 cm)

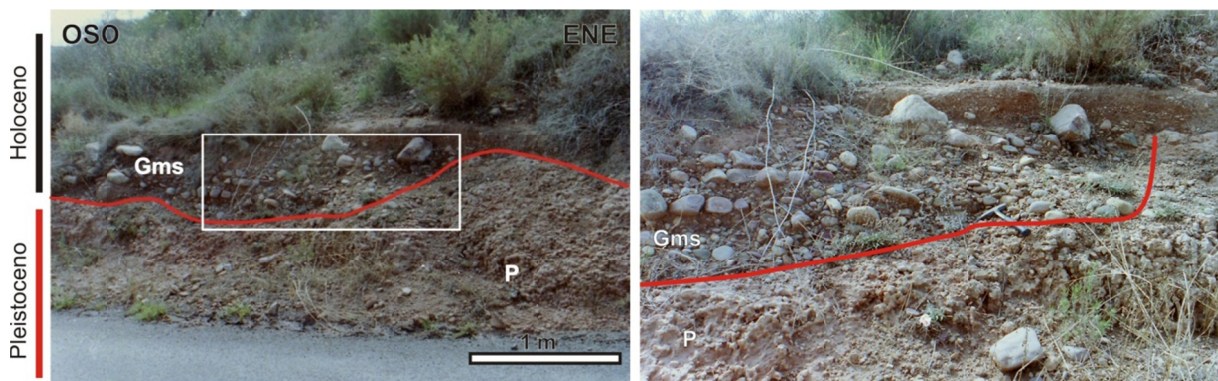


Figura 8.87.- Facies Gms sobre una superficie erosiva excavada en un paleosuelo pleistoceno (P). Incipiente imbricación de cantos en la base. Carretera CV-2245 entre Vall de Uxó y Villavieja. Escala: martillo (33 cm).



Figura 8.88.- Facies Gms granodecreciente con incipiente imbricación de cantos en la base, superpuesta a los limos rojos de edad Pleistoceno. Barranco de Sastre junto Villavieja. Escala: martillo (33 cm).

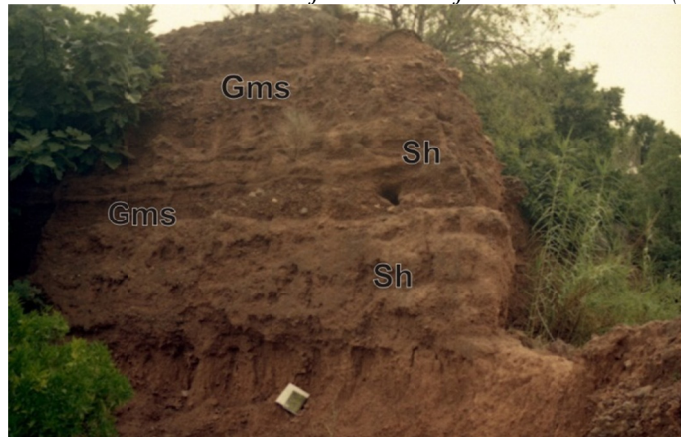


Figura 8.89.- Facies Sh con intercalaciones de Gms. Sección Benifairó de les Valls, barranco de la Fuente de Ribera. Escala: cuaderno (22cm)

Interpretación:

La asociación representa la sedimentación de un flujo en masa cercano a las áreas fuentes. Se forman por un movimiento de material clástico no cohesivo en una matriz arenosa que se movió a favor de una fuerte pendiente durante importantes avenidas. El comportamiento de estas masas es fluido, y entonces el depósito se adapta a las morfologías preexistentes del terreno, por lo que pueden aparecer clastos orientados paralelos a la base del depósito (Allen, 1974; Nemec y Steel, 1984; Blair y MacPherson, 1994; Colombo, 1992). Finalmente, la rápida pérdida de energía favorece la sedimentación de los depósitos más finos.

Los bloques y cantos son muy angulosos y monométicos lo que indica que es material muy próximo y no re trabajado.

8.2.2. Depósitos de canal *braided* o de baja sinuosidad

Descripción:

Está constituida por la asociación de facies Gm y/o Gp con intercalaciones Sh. La base de la secuencia corresponde a las facies Gp o Gm que se repiten configurando cuerpos más o menos tabulares de tendencia estrato y granodecreciente (Fig. 8.90). La secuencia termina con las facies arenosas (Sh) dentro de las cuales esporádicamente aparecen facies Gm que pueden pasar lateralmente a las arenas (Fig. 8.91). La potencia de esta secuencia puede variar de 2 a 5 m y su extensión lateral en

el sentido del flujo va desde pocos metros hasta centenares de metros. Su base es erosiva y, en sección transversal presenta morfología canalizada (Figs. 8.90 y 8.91).

Se localizan en los límites de los relieves mesozoicos asociados a los depósitos de *debris flow* y a lo largo de las llanuras costeras.



Figura 8.90.- Sección del río Seco en Castellón cerca del puente de la N-340a. Base erosiva con relleno de un canal perpendicular al río Seco.

Se observan algunas diferencias en la morfología, el tamaño y la selección de cantos y bloques según la localización del depósito. En los depósitos situados en los bordes de la llanura costera los cantos son más angulosos, de mayor tamaño y la selección es muy pobre (Fig. 8.90), mientras que los depósitos ubicados a lo largo de las llanuras costeras tienen cantos muy redondeados, homométricos, excelente selección e, incluso, estructuras tractivas bien conservadas.

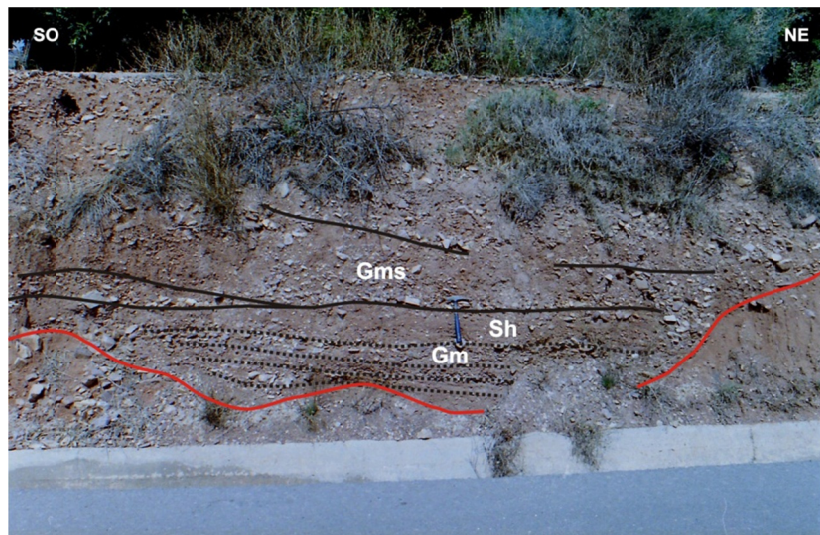


Figura 8.91.- Relleno de canal con facies Gm y Sh sobre el que se superponen varios episodios de facies Gms. Los cantos son subandulosos y con mala selección debido a su proximidad al área fuente. Nótese su parecido con la secuencia tipo recogida en la figura 8.92. Carretera CV-245 cerca de Villavieja. Escala: martillo (33 cm).

Un afloramiento de estos depósitos (Fig. 8.92) es la gravera del río Mijares (aproximadamente a unos 2 km de su desembocadura, coordenadas: 752728/4423406), donde está compuesta primero por

facies Gp sobre las que se apoyan facies Gm y, finalmente, arenas masivas (Sm), aunque en la parte más occidental, aguas arriba, se ha reconocido arenas con laminación horizontal (Sh), (Fig. 8.91). En los sondeos de los ríos Palancia y Mijares sólo se han reconocido las facies Gm sobre las que se superponen las arenas (Sh).

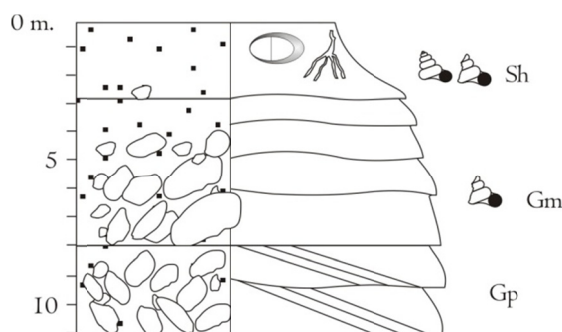


Figura 8.92.- Secuencia tipo de relleno de canal en la gravera junto al río Mijares.

Interpretación:

La secuencia positiva, la morfología de los clastos, la presencia de estructura tractivas y bases erosivas, sugieren un transporte mediante corrientes acuosas tractivas como las descritas por Colombo (2012). Los grandes bancos de gravas conforman barras y formas de fondo y que, incluso, actualmente se pueden observar que migran con cada nueva avenida, indicando que se trata de canales *braided* con bajo grado de trenzamiento y sinuosidad.

Las barras muestran una estructura compleja con superposición de fases de crecimiento vertical y fases de desarrollo de superficies de avalancha (*foresets*) simples o compuestas, que originan diversos tipos de estratificación cruzada con numerosas superficies de reactivación.

El inicio de la secuencia está marcado por la formación del canal en los momentos de alta energía. El descenso de la energía, más la morfología, más o menos plana, dejada por las distintas barras, provoca la sedimentación de las gravas masivas, transportadas por tracción, dando como resultado la formación de los rellenos de fondo de canal, y en algún caso, barras longitudinales. La energía del medio durante la sedimentación de las gravas es todavía lo suficientemente alta como para no permitir la sedimentación de las arenas, aunque se observa que en cada uno de los episodios tiende a disminuir la energía. Finalmente, la sedimentación de la carga en suspensión, arenas y limos, en la parte superior de la secuencia señala que la energía del medio desciende de forma gradual con eventos esporádicos que dejan delgados niveles de gravas (Gm).

Los canales excavados en los límites de las llanuras costeras están vinculados a barrancos estrechos y cortos, donde hay poca distancia y el depósito es inmaduro. Por el contrario, los canales situados en la llanura costera pertenecen a los ríos más largos como Mijares, Palancia..., con una red hidrográfica más evolucionada y más extensa, donde el sedimento es transportado desde distancias mayores y es más maduro.

8.2.3. Depósitos de desbordamiento o mantos

Descripción:

La secuencia está compuesta esencialmente por la facies Fr, pero es frecuente encontrar en la base una concentración de cantos o bloques (facies Gmm), (Fig. 8.93). Los cantos pueden ser de

calizas y cuarcitas bien redondeados procedentes de los conglomerados pleistocenos, y también rizoconcreciones de los paleosuelos pleistocenos, que suelen ser muy angulosos y numerosos, por lo que en ocasiones son difíciles de diferenciar de los depósitos pleistocenos (Fig. 8.94). Cuando no hay gravas en la base es difícil separar las secuencias elementales.

En conjunto, la asociación es granodecreciente aunque, localmente, la superposición de pequeñas secuencias de cantos cada vez más gruesos, sin límites claros, puede parecer que la secuencia es granocreciente. Su base es recta y plana, y el espesor no suele superar el medio metro. La extensión de los depósitos también es muy variable, desde varios cientos de metros hasta kilométricos. El techo en afloramiento es prácticamente plano.

En superficie se localizan bordeando los depósitos de abanico aluvial Pleistoceno, en algunos casos en las desembocaduras de pequeños cauces o ramblas encajados en los abanicos. También aparecen en la base de la serie holocena de los sondeos situados sobre los marjales.

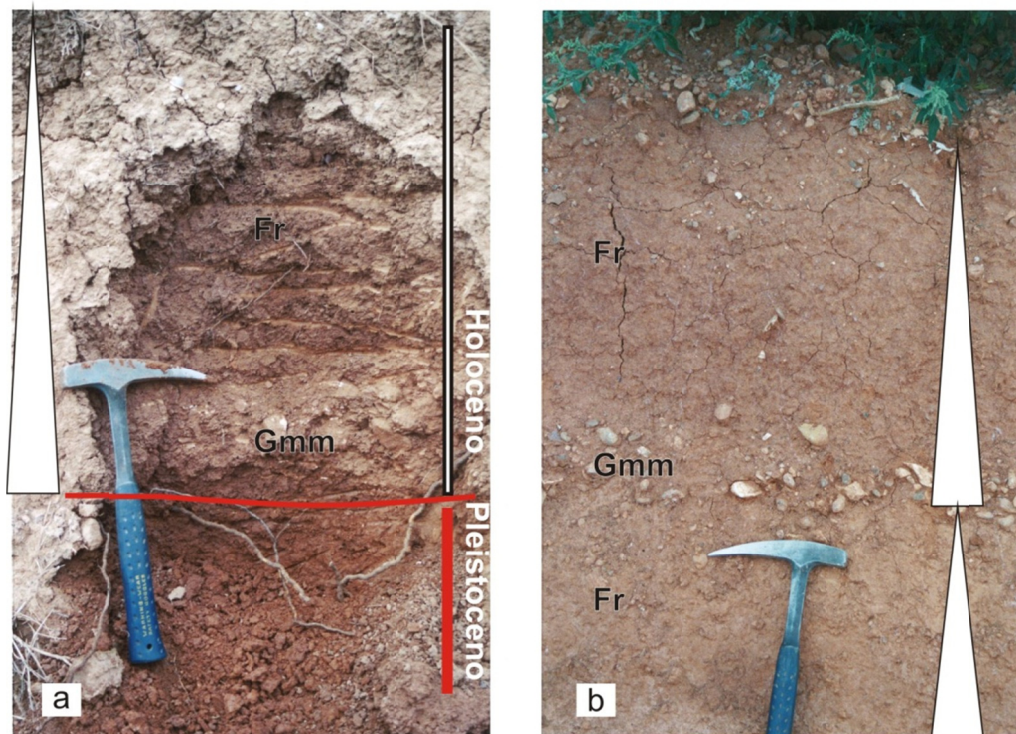


Figura 8.93.- Secuencias de manto de arroyada con una base de facies de gravas que pasa a limos pardos (Fr). a) Camino de Llombai (Nules); y b) Castellón en la autovía CS-22. Escala: martillo (33 cm).

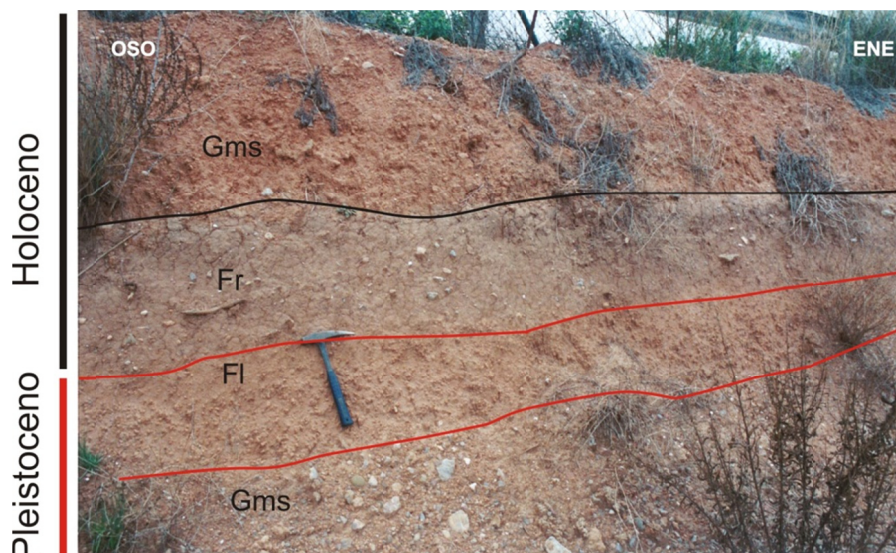


Figura 8.94.- Facies Fr sobre depósitos aluviales pleistocenos y coronadas por facies gruesas (Gms) procedentes de los pequeños conos aluviales asociados a los bordes activos del Norte de Benicasim.

Interpretación:

Esta asociación se interpreta como la sedimentación de avenidas de régimen de alta energía sobre fondos planos y sin encajamiento (Miall, 1977; Sneh, 1983; Tunbridge, 1984; Colombo, 1986; Hampton y Horton, 2007). Se trata de mantos de arroyada (*sheet flood*) en las que las facies gruesas corresponden al transporte de la carga de fondo y las facies de arenas y limos a la carga en saltación y suspensión que se deposita por decantación tras la avenida principal (Colombo, 1980, 1986).

Estos flujos turbulentos se originan por el desbordamiento de ramblas y antiguos cauces, que están encajados en los abanicos aluviales pleistocenos en momentos de fuertes precipitaciones (Fig. 8.95). En la actualidad se puede observar como se producen estos depósitos durante las épocas de lluvias torrenciales. Un buen ejemplo son las inundaciones ocurridas en Nules el año 2004 (Fig. 8.96). Lo más habitual es que la sedimentación se produzca en el cambio de pendiente entre los abanicos pleistocenos y el relleno lacustre holoceno, dejando una ligera morfología convexa visible en fotografía aérea.



Figura 8.95.- Rambla que desemboca en el marjal de Nules. Barranco del camino de Onda.



Figura 8.96.- Efectos de las inundaciones de Nules en el año 2004 (Fuentes: El País, imagen de la izquierda, y El Mundo, imagen de la derecha). El sedimento arrastrado procede de las facies más finas de los abanicos aluviales Pleistocenos.

8.2.4. Depósitos lacustres-palustres (lago orgánico-calcáreo)

Descripción:

Constituyen la parte superior de los sondeos realizados sobre los marjales. La asociación está formada por las facies de arcillas grises (Fcf) y/o calizas brechoides (Cr), turbas (T), margas (M) y caráceas (Ch), que presentan dos disposiciones características o secuencias elementales (Fig. 8.97).

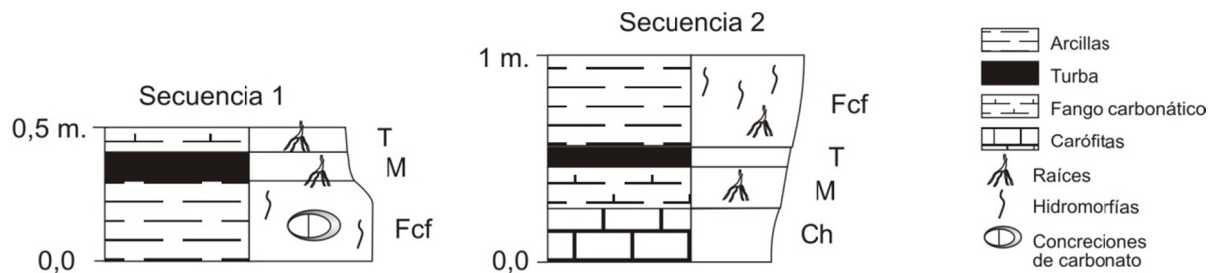


Figura 8.97.- Secuencias tipo reconocidas dentro del ambiente lacustre-palustre.

La primera (Fig. 8.98) se encuentra en la base de los depósitos lacustres y está compuesta por las facies de arcillas grises (Fcf) que, en la vertical, pasan a turbas (T) y margas (M). En algunos casos se pueden encontrar facies de calizas brechoides (Cr) intercaladas con las arcillas, o a base de éstas. El espesor medio está en torno a 50 cm. Esta asociación se apoya directamente sobre facies de arenas de playa (Sb) o *washover-fan* (Sl), o sobre limos de mantos de arroyada (Fr), normalmente con un límite gradual. Los límites entre las facies que constituyen estos depósitos suelen ser netos y planos.

La segunda secuencia tipo (Fig. 8.98) normalmente se dispone sobre la anterior, o se repite varias veces, y tiene un espesor medio entre 1 y 1,5m, no superando nunca el 1,5m. La base puede ser erosiva o neta horizontal, comenzando por la facies de carófitas (Ch), que pueden presentar laminaciones paralelas. Sobre éstas se apoyan las margas o fango calcáreo (M) con frecuentes raíces y por encima aparecen las turbas, muy descompuestas (hémica o sáprica). Finalmente, se disponen las facies de arcillas (Fcf) de tonos grises a pardas, que exhiben algunas hidromorfias. Los límites entre facies son graduales, aunque cuando falta una de las facies intermedias el límite entre facies es neto, pero siempre horizontal y al parecer no erosivo. En la parte inferior de la sucesión la serie está truncada por la base y la disposición habitual es: Ch→M o Ch→M→T. En cambio hacia la parte alta

de la sucesión holocena las secuencias están truncadas por la base y están constituidas por: M→T→Fcf, T→Fcf.

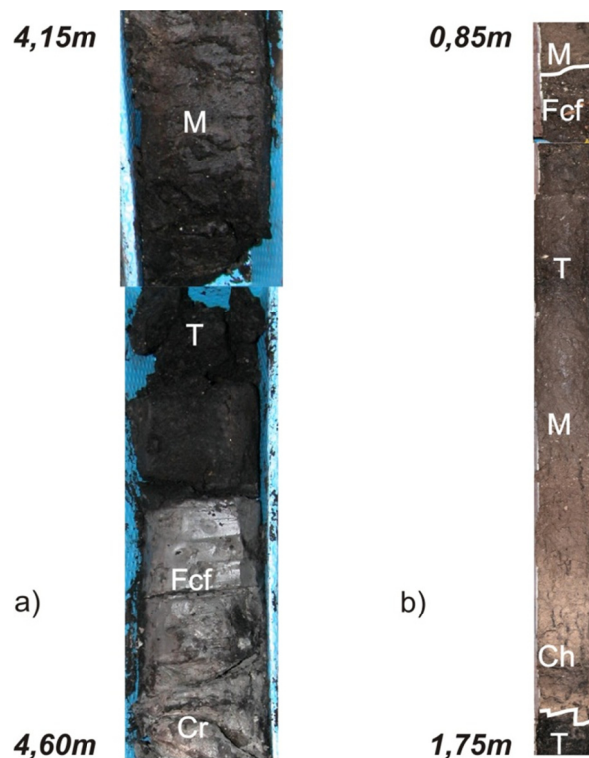


Figura 8.98.- a) Fotografía de la secuencia 1 en el sondeo de Benicasim; y b) fotografía de la secuencia 2 en el sondeo C4.

Interpretación:

Se trata de dos asociaciones de lagos someros con sedimentación carbonatada y orla de turbera, similar a los descritos por Freytet y Plaziat (1982) con menor pendiente. Este tipo de lagos tienden a formar sucesiones de arquitectura estratigráfica sencilla, constituidas por el apilamiento de secuencias de espesor métrico a decimétrico. En la literatura no se han publicado modelos “típicos” de estos lagos puesto que, normalmente, se asocian al sistema costero con el que aparecen ligados, ya que el nivel del mar es un factor de control determinante de su evolución (Fregenal y Melendez, 2012). En este caso, y dado la importancia que tiene este tipo de lago para determinar las fluctuaciones menores del nivel relativo del mar, se han analizado independientemente.

Se trata de lagos someros, de bajo gradiente, sin talud, por lo que apenas hay diferencias entre la orla litoral y la zona central. Los cinturones ambientales se encuentran mejor desarrollados y serán más fácilmente reconocibles cuanto mayores sean las dimensiones del lago, esto es, durante los momentos con mayor lámina de agua. Pequeñas fluctuaciones del nivel del lago tienen como consecuencia variaciones muy grandes en la extensión que ocupa el lago.

En este caso, en el cinturón de facies durante los periodos de máximo nivel del lago y mayor extensión, aparecen, desde el exterior al interior, arcillas y/o calizas brechoides, turbas, margas y carofitas. Esta zonación se puede asociar a los cinturones ambientales geomorfológicos eulitoral, intralitoral y sublitoral de Glenn y Kelts (1991).

La zona eulitoral incluye las facies de arcillas grises y/o calizas brechoides, ambas con evidentes rasgos de exposición subaérea. La formación la facies se da en un área que se inunda esporádicamente, o anualmente, y constituye la zona externa o periférica del lago, también puede denominarse palustre (Fig. 9.99), (Freytet y Plaziat, 1982; Freytet, 1984; Tucker y Wright, 1990; Wright y Platt, 1995; Alonso Zarza, 2003).

En el cinturón infralitoral (Fig. 8.99) crecen una abundante vegetación vascular que, al morir, inducen unas condiciones reductoras que favorecen la acumulación de materia orgánica, y por tanto, la formación de los depósitos de turbas. La anoxia necesaria para la formación de las turbas no requiere producirse en un lago muy profundo, o estratificado, sino que se alcanza por la alta velocidad de las reacciones de descomposición de la materia orgánica y la aceleración de la tasa de consumo de oxígeno, que acaba siendo retirado a mayor velocidad de lo que es adquirido. Este cinturón de vegetación actúa como una pantalla que atrapa el sedimento e impide que los aportes detríticos lleguen hasta el lago.

En este mismo cinturón, o en transición con el siguiente, que según Glenn y Kelts (1991) se caracteriza por permanecer siempre inundado excepto puntualmente debido a variaciones del nivel del lago de periodo largo, se forman las margas o fango carbonático. Están constituidas por la precipitación bioinducida de carbonato de la fotosíntesis de las plantas y algas, del carbonato reabajado de las carofitas, ostrácodos y gasterópodos y de los restos dispersos de materia orgánica de las plantas vasculares (Tucker y Wright, 1990; Platt y Wright, 1991).

La facies de caráceas es equivalente a la zona sublitoral (Glenn y Kelts, 1991) y se caracteriza por encontrarse siempre en condiciones subacuáticas. Se forman en aguas limpias, claras, y por tanto, más oxigenadas, es decir, en las zonas interiores del lago (Fig. 8.99). Las acumulaciones laminadas de los elementos esqueléticos de las caráceas indican que el lago es lo bastante grande como para que se forme oleaje durante periodos de viento de tormentas capaz de afectar y remover el fondo. Geoquímicamente, los depósitos de caráceas muestran una tendencia a formar hidróxidos de Mn, lo que refleja el incremento en la oxigenación de la columna de agua.

Durante los periodos de nivel del lago bajo, el cinturón de facies se reduce y la extensión del lago decrece. Este descenso del lago elimina las facies más profundas, predominando las facies de litoral. Lo normal, entonces, es que las plantas vasculares colonicen todo el lago, el agua se enturbie y descende el oxígeno, se dan condiciones de anoxia y no puedan desarrollarse grandes praderas de caráceas, por lo que predominan margas (o fangos) y turbas (Fig. 8.99).

Los datos geoquímicos y la fauna apuntan a lagos de aguas salobres, aunque de baja salinidad, con mucha influencia del agua dulce procedente de los acuíferos pliocenos y mesozoicos en el margen occidental, donde predominan las turbas y con mayor influencia del agua marina en los márgenes orientales, donde predominan las caráceas. Pero estas condiciones son diferentes entre los humedales de Almenara-Nules y Benicasim, pues en este último caso la salinidad es muy baja, posiblemente porque le afectan las descargas del acuífero mesozoico del Maestrazgo.

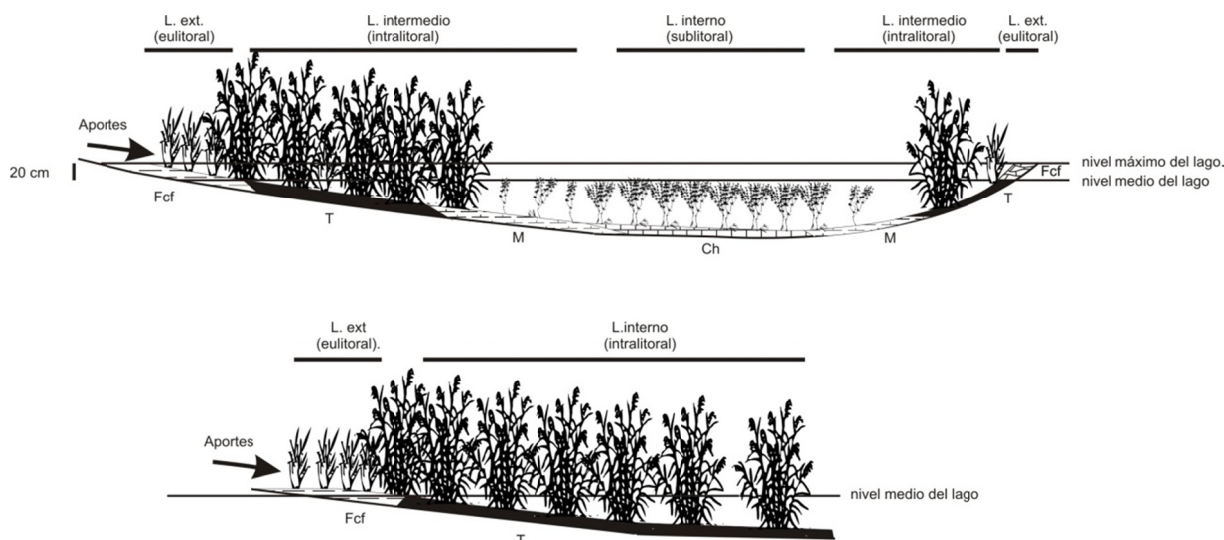


Figura 8.99.- En la parte superior, distribución de facies de un lago somero, en corte transversal, durante periodos de nivel alto del lago. En la parte inferior, distribución de facies durante periodos del nivel bajo del lago (Terminología de Mediavilla 2001; Mediavilla et al., 2003).

Debido a la morfología de las llanuras costeras, los humedales no presentan cinturones de facies perfectos, sino que en la parte más próxima al cordón litoral, donde son más profundos, el cinturón de facies se estrecha, llegando incluso a desaparecer algunas de las facies (Fig. 8.99). Además, las facies más próximas al cordón litoral tienen la particularidad de ser más ricas en cuarzo y más pobres en filosilicatos, como sucede en las zonas de los sondeos de Almenara, Benicasim y C6.

La disposición vertical de las facies representadas por las secuencias registran la profundización o la somerización de lago, respectivamente.

La primera secuencia refleja la instauración, formación y estabilización de condiciones lacustres. Se caracteriza por la paulatina inundación y formación de los cinturones de facies sobre los depósitos precedentes, ya sean continentales o costeros. La base siempre son arcillas con rasgos de exposición subaérea que, en la vertical se enriquecen en materia orgánica. Las diferencias de espesor y la abundancia de procesos hidromórficos en las arcillas señalan la velocidad a la que se instaura el régimen lacustre. En las zonas más alejadas de los aportes detríticos se forman los carbonatos supra o eulitorales, con huellas de exposición subaérea, restos de raíces,... La progresiva inundación conduce a la implantación de los distintos cinturones, turbas, margas o fangos y caráceas. En los bordes, donde los aportes siliclásticos provenientes de los mantos de arroyada fueron muy abundantes, se pueden llegar a formar arcillas turbosas. La configuración final del cinturón de facies depende de la morfología del relieve precedente y el nivel que alcance el lago.

La segunda secuencia se interpreta como el relleno del lago tras su inundación o aumento de la profundidad. Según la situación y el origen del evento, la subida del nivel del lago puede ser gradual o rápida. El primer caso corresponde a la secuencia anterior pero, si la profundización es rápida, el límite inferior estará representado por un contacto neto y plano o por una superficie erosiva. La secuencia comienza en las facies más profundas del lago, que serán normalmente margas o carofitas dependiendo de la profundidad que haya alcanzado, y progresivamente, el nivel del lago descenderá, y las facies van pasando progresivamente a ser más someras, reduciéndose los cinturones de faes. Esta secuencia se puede ver interrumpida, en cualquier momento de su desarrollo, por una nueva secuencia de somerización o colmatación.

8.2.5. Depósitos de playa

Descripción:

Está constituido por las facies de arenas de *shoreface*, *foreshore* y *backshore* (*Sm* y *Sb*), que forman una única secuencia (Fig. 8.100), que puede aparecer, completa o no y repetirse más de una vez. La base es un contacto neto, sobre las arenas y limos pleistocenos o las facies de *lagoon* y lago orgánico-calcáreo holocenas. Tiene una potencia muy variable con un espesor medio entre 1,5 m y más de 3 m.

Esta asociación se ha reconocido en la parte inferior de la serie holocena de los sondeos de Benicasim y Almenara, y en los sondeos a percusión más próximos al cordón litoral actual (C5 y C6).

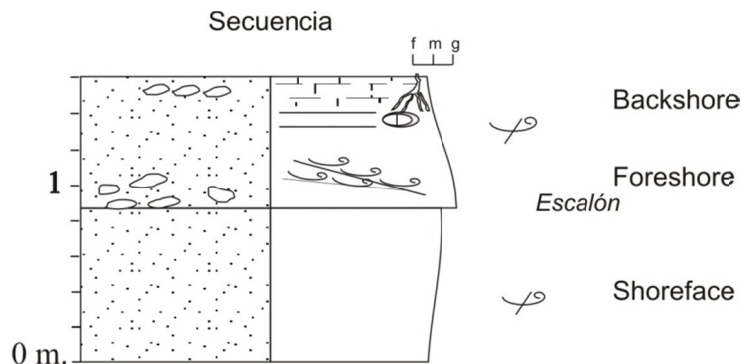


Figura 8.100.- Secuencia característica de una playa micromareal según el sondeo Almenara, de base a techo, por shoreface, foreshore y backshore.

Interpretación:

La secuencia representa la progradación de una playa micromareal desde las facies más profundas del *shoreface* a las someras (Fig. 8.101). La composición litológica corresponde fundamentalmente a arenas muy homogéneas, con algunos cantos, lo que puede significar un perfil de playa de baja pendiente y poca energía, con un estrecho *foreshore* (Komar, 1998). Los cantos aparecen tanto en el escalón que tendría poca altura y en una berma pequeña que podría extenderse hacia tierra por la influencia de las tormentas (Fig. 8.102).

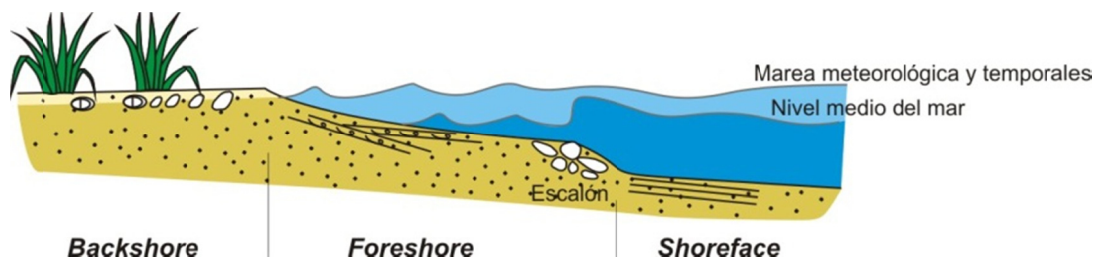


Figura 8.101.- Modelo de playa propuesto (Komar, 1998)

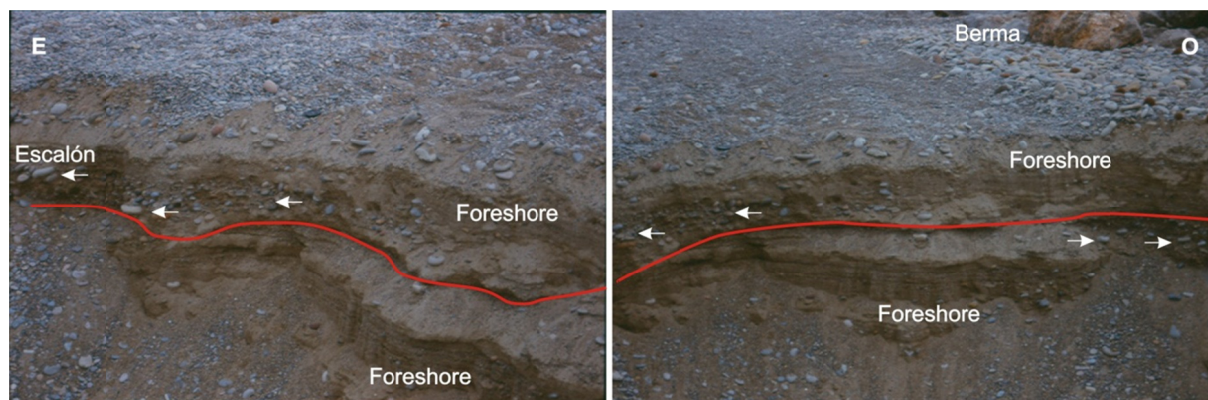


Figura 8.102.- Dos perspectivas de una misma trinchera en la playa de Almazora donde se pueden ver dos secuencias elementales (límite rojo) superpuestas en una playa actual. El mar se encuentra a la izquierda de la foto. La secuencia inferior está constituida por facies de arenas finas laminadas prácticamente horizontales (facies de foreshore) que, hacia tierra (derecha), presenta acumulación de cantos (flechas blancas), de la berma (backshore). Sobre ésta se deposita una nueva secuencia que, en la zona más próxima al mar, presenta una superficie erosiva sobre la que se depositan facies de gravas imbricadas hacia tierra (flechas blancas) y arenas laminadas con inclinación hacia el mar (escalón). Lateralmente hacia tierra (derecha) y en la vertical pasa a facies de arenas con laminación horizontal (foreshore), sobre la que se disponen cantos de la berma. Estas dos secuencias corresponden a los depósitos de playa de verano e invierno.

Actualmente, las playas del norte de Castellón tienen unas características muy similares a las descritas aunque, dependiendo de la posición respecto a los aportes detríticos de los ríos, pueden presentar granulometrías más gruesas, incluso llegando a predominar los cantos (Fig. 8.103). La deriva litoral retrabaja y remueve los aportes gruesos con lo que los tamaños de grano disminuyen progresivamente según nos alejamos de las desembocaduras.

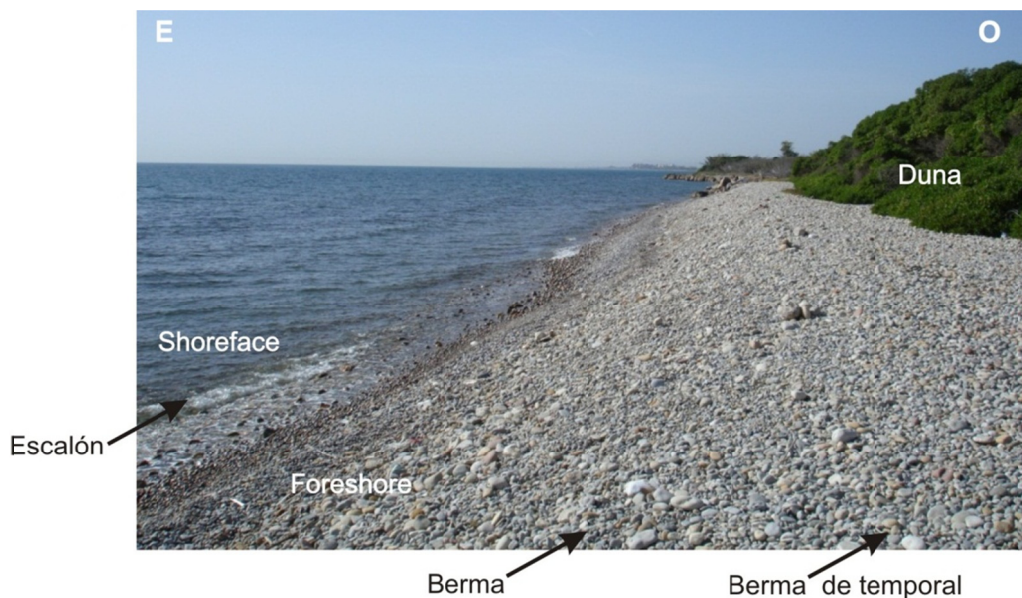


Figura 8.103.- Playa de cantos situada al Sur de la desembocadura del río Mijares.

8.2.6. Depósitos de *lagoon* siliciclástico

Descripción:

El depósito está formado únicamente por la facies de limos arcillosos con *Cerastoderma glaucum* (Fv) que caracterizan un *lagoon* siliciclástico. Los análisis paleontológico y geoquímico pudieron diferenciar entre *lagoon* abierto y cerrado. La mayor parte de la secuencia está compuesta

por la facies de *lagoon* abierto sobre la que se disponen facies de *lagoon* cerrado algo menos potente (Fig. 8.104).

Se distingue únicamente en los sondeos de Almenara y Benicasim sobre depósitos de playa y a su vez, son el sustrato de depósitos de playa (sondeo Almenara) y depósitos lacustre (sondeo Benicasim). La base y el techo de las secuencias son horizontales, sin rasgos erosivos visibles. Se desconoce la extensión del depósito, pero su potencia puede variar desde unos pocos centímetros en la base de la sucesión a más de 3 m a techo.

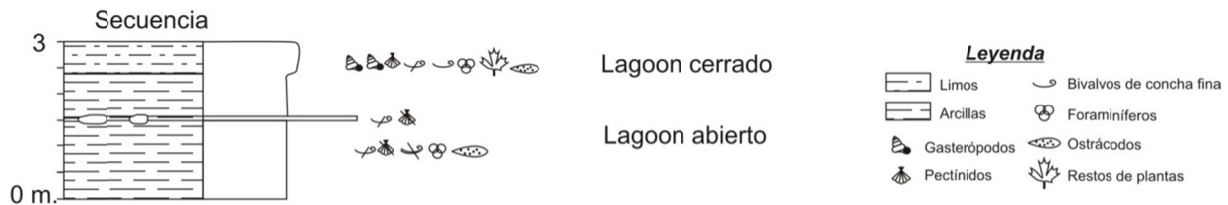


Figura 8.104.- Secuencia tipo de lagoon.

Interpretación:

La secuencia señala el cierre y la colmatación de un *lagoon*. Estos *lagoones* se formaron en pequeñas bahías de Almenara y Benicasim, limitadas por cordones litorales que debieron situarse en posiciones más hacia el mar del cordón actual. En la base del registro, los *lagoones* son abiertos al mar, por lo que predomina fauna marina (Fig. 8.105). También son frecuentes las intercalaciones de niveles de concentración de bioclásticos marinos y cantos, que representan depósitos de tormentas.

Hacia el techo de la secuencia la influencia marina va disminuyendo porque el cordón litoral tiende a cerrarse, favorecido por los aportes procedentes de los ríos que son transportados por la deriva litoral de Norte a Sur, como ya sucedió con la Albufera de Valencia (Santisteban *et al.*, 2009; Marco-Barba *et al.*, 2013). El cierre del *lagoon* conlleva su colonización por fauna continental, el incremento de los restos de plantas, la precipitación de sales y el aumento de los aportes siliclásticos, aunque mantiene parte de la fauna marina (Fig. 8.105).

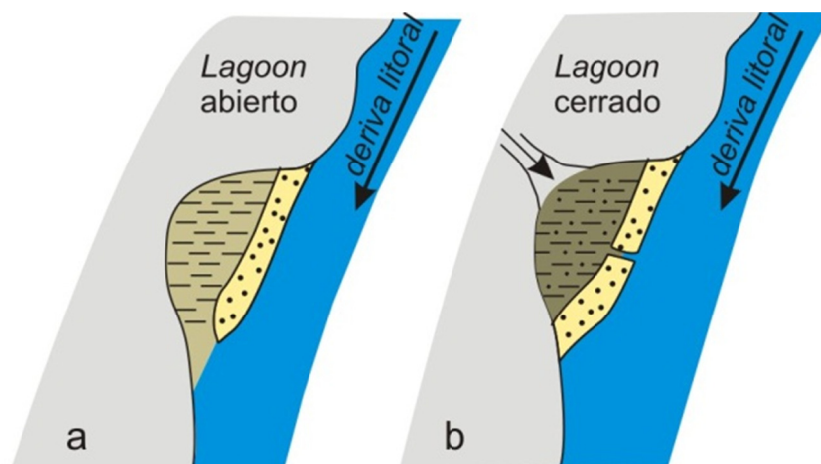


Figura 8.105.- Modelos de lagoon abierto (a) y cerrado (b). La diferencia radica en la anchura de la conexión con el mar. El lagoon cerrado mantiene la conexión al mar por pequeñas bocanas o golas, similar a los humedales actuales. El sedimento que cierra el cordón litoral lo aporta la deriva litoral.

8.2.7. Depósitos de *washover fan*

Descripción:

Está compuesta por la facies de arenas grises (SI), *washover fan*, granodecreciente y con base y techo planos. Puede intercalarse con facies de *lagoon* siliclástico o con lago orgánico-calcáreo, y también con depósitos de playa, pero en este último caso son más difíciles de distinguir porque la litología es muy similar.

En los sondeos hemos distinguido dos secuencias: una compuesta de estratos de 20 a 50 cm de espesor de arenas gruesas grano decrecientes con cantos redondeados en la base, y abundantes restos de bivalvos y raíces. La segunda son niveles de arenas finas de hasta 30 cm, con restos vegetales removidos, incluso cantos blandos de turbas o arcillas, ostrácodos, bivalvos y gasterópodos, en algunos, se reconoce laminación. Puede ser frecuente la intercalación con facies de *lagoon* o lago (Fig. 8.106).

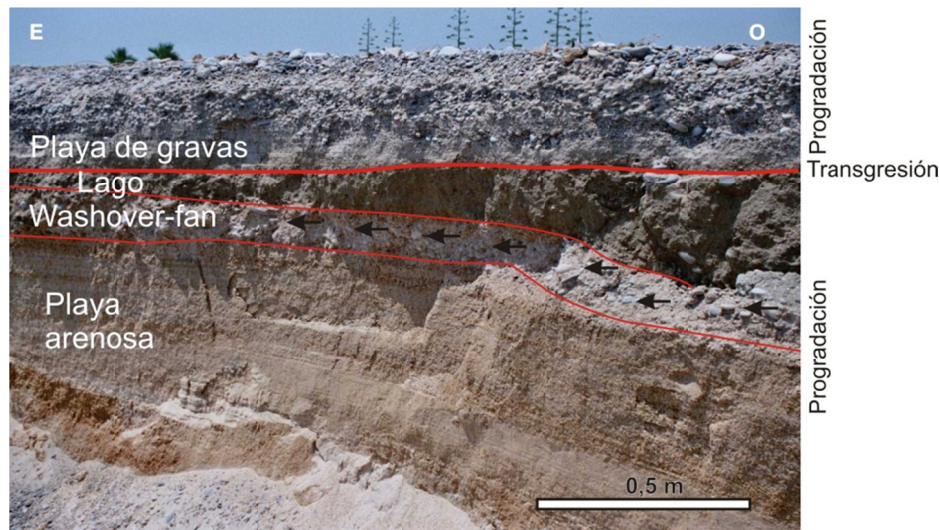


Figura 8.106.- Relación vertical entre depósitos de playa, washover-fan con cantos (flechas negras) y lago en un perfil subaéreo. Progradación de la playa con un nivel del mar en ascenso. Playa de Burriana.

Interpretación:

Los depósitos de *washover-fan* están formados por arenas de playa erosionados y transportados hasta la parte trasera de la playa o áreas lacustres (Fig. 8.107). La repetición de la secuencia elemental contribuye a la construcción del cordón litoral o barrera (Otvos, 2012), que protege a los *lagoons* y lagunas costeras de la invasión marina. La tendencia de las dos secuencias muestra el retroceso (retrogradación) del cordón litoral, erosionado parcialmente con cada nueva transgresión, generando un manto de arenas transgresivas sobre facies internas que finalmente son inundadas por una nueva transgresión.

Las dos secuencias reconocidas representan la distribución lateral de granulometrías durante la retrogradación, desde las más gruesas, en las zonas más próximas a la playa donde son abundantes los cantos, hasta las arenas finas, homogéneas, con bioclóstos y vegetación en las áreas más internas. En las áreas próximas a la playa las secuencias de *washover-fan* (proximal) tienden a repetirse en la vertical, por el contrario en las áreas internas las secuencias (distal) se interdigitan con los depósitos de laguna costera. La presencia de laminación paralela sugiere que el lago no estaba inundado o tenía

poca altura, puesto que no hay una deceleración brusca del flujo turbulento al llegar al humedal que provoque la sedimentación masiva (Dabrio, 1992, 2010).

La potencia máxima de las secuencias de *washover-fan* en las zonas más próximas a la playa puede llegar a 2 m, similar a la altura de los cordones litorales actuales, mientras la distal, está en torno a 0,5 m. La diferencia de espesores y granulometrías de las secuencias se debe a que cada nivel corresponde a un evento y de su posición respecto a la dirección del evento. No hemos podido determinar su extensión lateral porque no aflora en superficie.

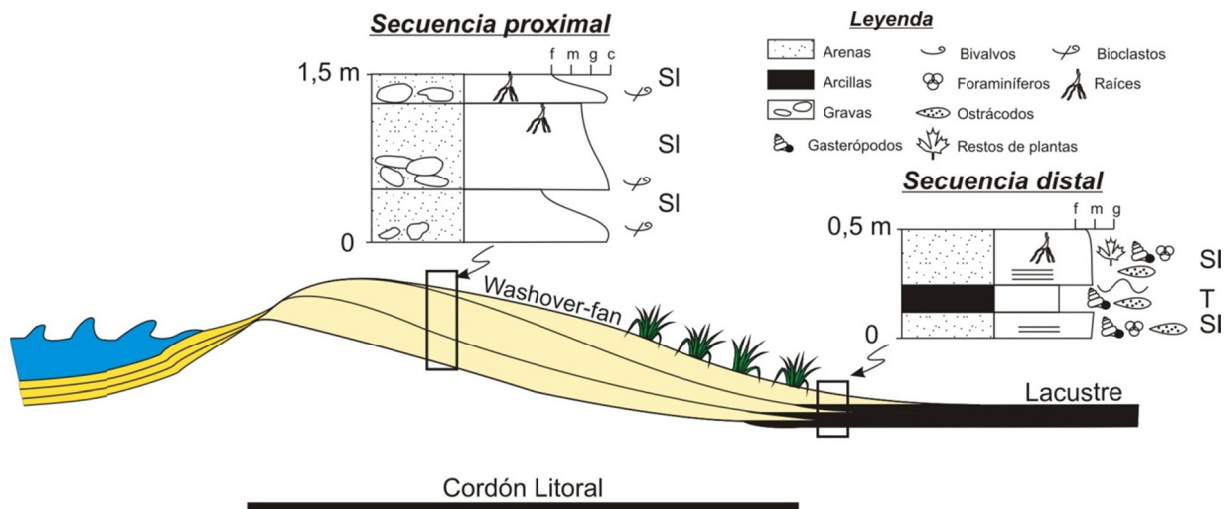


Figura 8.107.- Secuencias predominantes en contexto transgresivo dentro de los depósitos de washover-fans.

8.3. MEDIO SEDIMENTARIO

La identificación de los diferentes ambientes sedimentarios, el desarrollo de cada uno y las relaciones que pueden establecerse entre ellos determinan la arquitectura estratigráfica del relleno de las llanuras costeras de Castellón y Sagunto hasta la actualidad. En síntesis, se distinguen tres medios sedimentarios interdependientes, que aún hoy se mantienen: abanicos aluviales o conos de deyección, isla-barrera y llanuras fluviales.

8.3.1. Abanicos aluviales y conos de deyección

Están vinculados a la erosión de los relieves mesozoicos que limitan por el Oeste las llanuras costeras y a la actividad de fallas que levantaron los materiales mesozoicos durante el límite Pleistoceno-Holoceno. Se localizan en las desembocaduras de los barrancos encajados en los relieves mesozoicos de las zonas de Benicasim, Villavieja y Sagunto (Fig. 8.108) y en determinadas zonas de Benicasim, donde se encajan en los abanicos aluviales pleistocenos.

Los abanicos están constituidos básicamente por coladas de fango y brechas debidos a flujos masivos con comportamiento no newtoniano (Fig. 8.108). Únicamente en las partes distales aparecen corrientes tractivas (canales) que concentran el flujo cuando su energía ha disminuido. La morfología de estos abanicos es radial, de pequeño tamaño y pendientes en torno a 5-10°, características de zonas climáticas áridas o semiáridas (Schumm, 1981). Su poca extensión se debe al pequeño tamaño de las cuencas de recepción y la cantidad de material transportado es pequeña. A esto se suma que la pendiente de los abanicos es baja y los depósitos no ocupan grandes extensiones, son los denominados abanicos aluviales de baja eficacia de transporte (Colombo, 2012). Atendiendo a la zonación de Blissenbach (1952) son abanicos en los que predomina la zona de cabecera y cuerpo con flujos

masivos de granulometrías gruesas, angulosas y heterométricas, mientras la zona del pie es una banda estrecha compuesta de material fino con muy baja pendiente. Únicamente, predomina la zona de pie del abanico en los pequeños abanicos apoyados sobre los abanicos Pleistocenos, en la zona de Benicasim, probablemente porque son abanicos donde imperan las facies finas y los mantos de arroyada.

Estos abanicos aluviales y conos de deyección están encajados sobre los depósitos aluviales pleistocenos lo que indica que después de la sedimentación pleistocena hay una bajada del nivel de base de los ríos. En la mayoría de los casos estos cauces siguen siendo activos, y en momentos de avenidas torrenciales trasladan parte del material de los ápices de los conos de deyección hasta las zonas bajas de la llanura costera, produciendo inundaciones de las zonas que ocupan los marjales y mantos de arroyada.

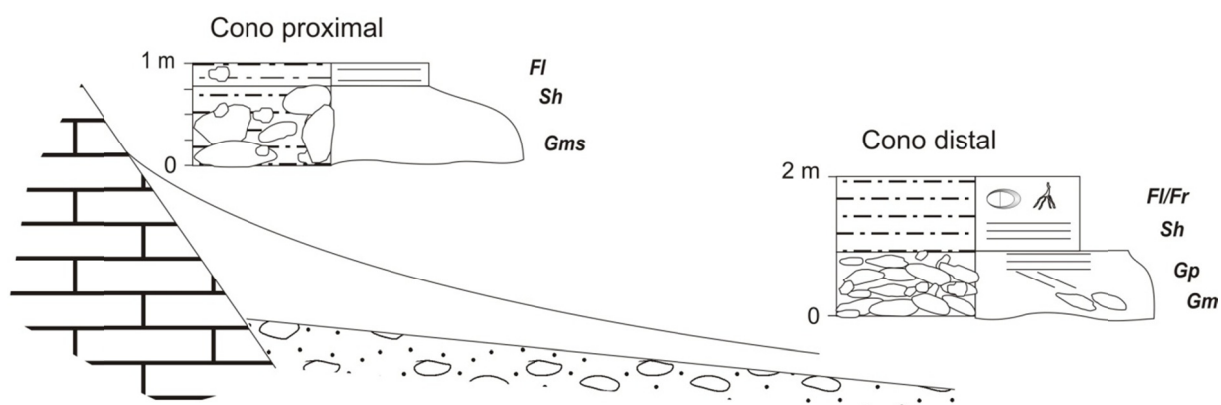


Figura 8.108.- Secuencias características de los conos de deyección.

8.3.2. Playa barrera

Los depósitos de playa barrera constituyen la mayor parte del relleno holoceno de las llanuras costeras de Castellón y Sagunto. Son uno de los medios más abundantes de las llanuras costeras del litoral mediterráneo español, sobre todo a partir de la transgresión Flandriense, como son la albufera de Elche, Salinas de Santa Pola, Albufera de Valencia, Mar Menor, Albufera de Peñíscola,... (Mateu y Cuerda, 1978, Dupré *et al.*, 1988; Usera *et al.*, 1990, 1996; Fumanal *et al.*, 1993; Sanjaume y Carmona, 1995; Segura *et al.*, 1995a, 1995b; Goy *et al.*, 1996; Sanjaume *et al.*, 1996; Zazo *et al.*, 1996, 1997; Blázquez, 2005; Blázquez y Usera, 2010; Marco-Barba *et al.*, 2013).

Las playas barrera de Almenara-Nules y Benicasim están constituidas, por los depósitos de: playa, *washover-fan*, *lagoon* siliclástico o lago orgánico-carbonático y mantos de arroyada (Fig. 8.109). Estos últimos, aunque tienen características puramente continentales, se incluyen dentro de este conjunto porque lateralmente los mantos de arroyada pasan a lagos o *lagoons* y, en determinados momentos, cuando el nivel freático asciende superando la tasa de sedimentación de las arroyadas pasan a inundarse y depositarse facies lacustres.

Los depósitos de playa barrera ocupan prácticamente todo el registro sedimentario, desde el inicio del Holoceno hasta la actualidad, con un modelo sedimentario que prácticamente no cambia en el tiempo si no es por la presencia de *lagoons* siliclástico o de lagos orgánico-calcáreos detrás de las playas. La presencia de uno u otro, a lo largo del registro, depende de la influencia que tiene el mar sobre los humedales y la cantidad de aportes que reciben (Otvos, 2012).

En el caso del *lagoon*, hay comunicación directa entre éste y el mar, y por tanto, sus condiciones de sedimentación dependen directamente de la evolución del mar, desde la altura de la lámina de agua y los aportes procedentes de la zona litoral hasta las condiciones de salinidad del agua. Por tanto, las fluctuaciones relativas del nivel del mar van a tener un reflejo inmediato en los depósitos de los *lagoons*.

Los lagos costeros se forman en posiciones equivalentes al *lagoon* pero a diferencia de éstos acumulan sedimentos continentales y tienen menor influencia de los aportes siliclásticos costeros, aunque al igual que los *lagoones* pueden verse afectados por cambios relativos del nivel del mar. La mayoría de los depósitos se forman en el propio ambiente lacustre y la salinidad del agua depende de la interacción del agua dulce procedente de los acuíferos plio-pleistocenos y la salada del mar.

En resumen, el establecimiento de uno u otro ambiente depende de la presencia de un cordón litoral estable. Si tenemos en cuenta el registro de los sondeos, en la parte inferior de la sucesión holocena son más frecuentes los *lagoones*, lo que indicaría cordones litorales inestables con variaciones laterales e importantes migraciones en tiempo. Mientras en la mitad superior de la sucesión la sedimentación lacustre se uniformiza para todo el área porque los cordones litorales se estabilizan, cierran las lagunas y no sufren grandes cambios de posición. Estos cordones litorales o playas, registrados en los sondeos, son unidades alargadas y estrechas, compuestos por los depósitos de *washover-fan* y *backshore*, sin que se hayan reconocido depósitos dunares que pudieran significar un mayor grado de estabilización. Esta morfología costera se repite en prácticamente todos los depósitos costeros del litoral mediterráneo característicos de un mar micromareal (Dabrio, 2010).

La forma de la playa barrera es muy plana, por lo que incluso pequeñas fluctuaciones del nivel del mar, de los aportes siliclásticos o de la subsidencia pueden causar grandes cambios de los ambientes de sedimentación. El sedimento de la costa procede, en su mayor parte, del aporte detrítico de los ríos y, en menor medida, de la erosión de los acantilados costeros, y es redistribuido por la deriva litoral para configurar los sistemas costeros.

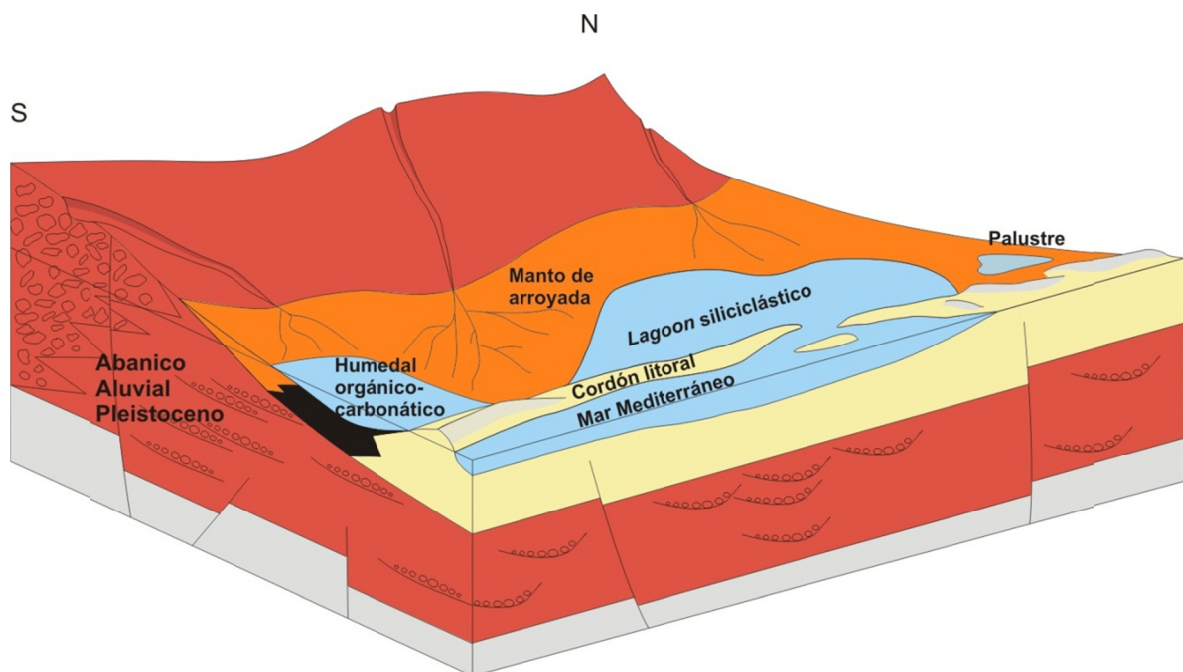


Figura 8.109.- Bloque diagrama del sistema isla barrera, lagoones y lagunas costeras.

8.3.3. Llanura fluvial

El registro sedimentario de las desembocaduras de los ríos Mijares y Palancia está constituido únicamente por depósitos fluviales de ríos trenzados o *braided* de gravas (Figs. 8.110a y 8.110b). El trabajo de campo y los sondeos sólo nos han permitido reconocer las facies y asociaciones que se encuentran sobre el nivel del mar actual (zona continental); compuestas por depósitos fluviales sin que se hayan podido distinguir depósitos marinos o costeros que nos indiquen un ambiente con influencia marina; por ello, describimos el medio como una llanura fluvial de un río entrelazado de gravas.

Según los modelos establecidos por Miall (1996) las llanuras fluviales corresponden a un modelo denominado “entrelazado somero de gravas”, puesto que la cartografía muestra unas llanuras de inundación muy extensas con cauces rectilíneos con abundantes formas de fondo (barras) e islas separadas por cicatrices (Figs. 8.110c a 8.110f). Estos cauces están ligeramente encajados, con pequeños escarpes, sobre antiguas islas, que esporádicamente son superadas por las crecidas y retrabajadas. Los ríos entrelazados someros de gravas se caracterizan por canales inestables de baja sinuosidad y muy poca profundidad, cuyos bordes son difíciles de identificar como en este caso. La presencia de facies arenosas hacia la parte superior de la serie, parece indicar una tendencia hacia un sistema entrelazado más profundo. La sedimentación que se produce cuando las avenidas superan los márgenes de los cauces y los depósitos se extienden sobre las llanuras costeras pleistocenas lo que les confiere una morfología ligeramente cóncava (Figs. 8.110a y 8.110b).

El comportamiento actual de estos ríos es tipo rambla, con ausencia de flujo durante buena parte del año y eventos esporádicos de inundaciones con grandes aportes siliclásticos que llegan hasta el mar. Pero el material siliclástico aportado por las cuencas de drenaje no es suficiente para que se desarrollaran deltas como ocurre en otros ríos mediterráneos: Ebro, Llobregat, Rodano, etc.; de forma que sólo queda preservado el sistema fluvial porque los aportes no son continuados y según llegan al mar son rápidamente redistribuidos por la deriva litoral NNE-SSO.

Este proceso queda registrado en la actualidad por la gradación del tamaño de grano y la pendiente de las playas según nos alejamos de las desembocaduras (Fig. 8.111). En las zonas meridionales, más próximas a la desembocadura, las playas están formadas por cantos y bloques con pendientes altas (Fig. 8.112a) mientras que al alejarse de las desembocaduras las playas son de arena y baja pendiente. En las mismas desembocaduras de los ríos, durante este periodo de estiaje se desarrolla una barra que incluso puede llegar a cerrar la salida del cauce y formar un cordón litoral continuo (Fig. 8.112b).

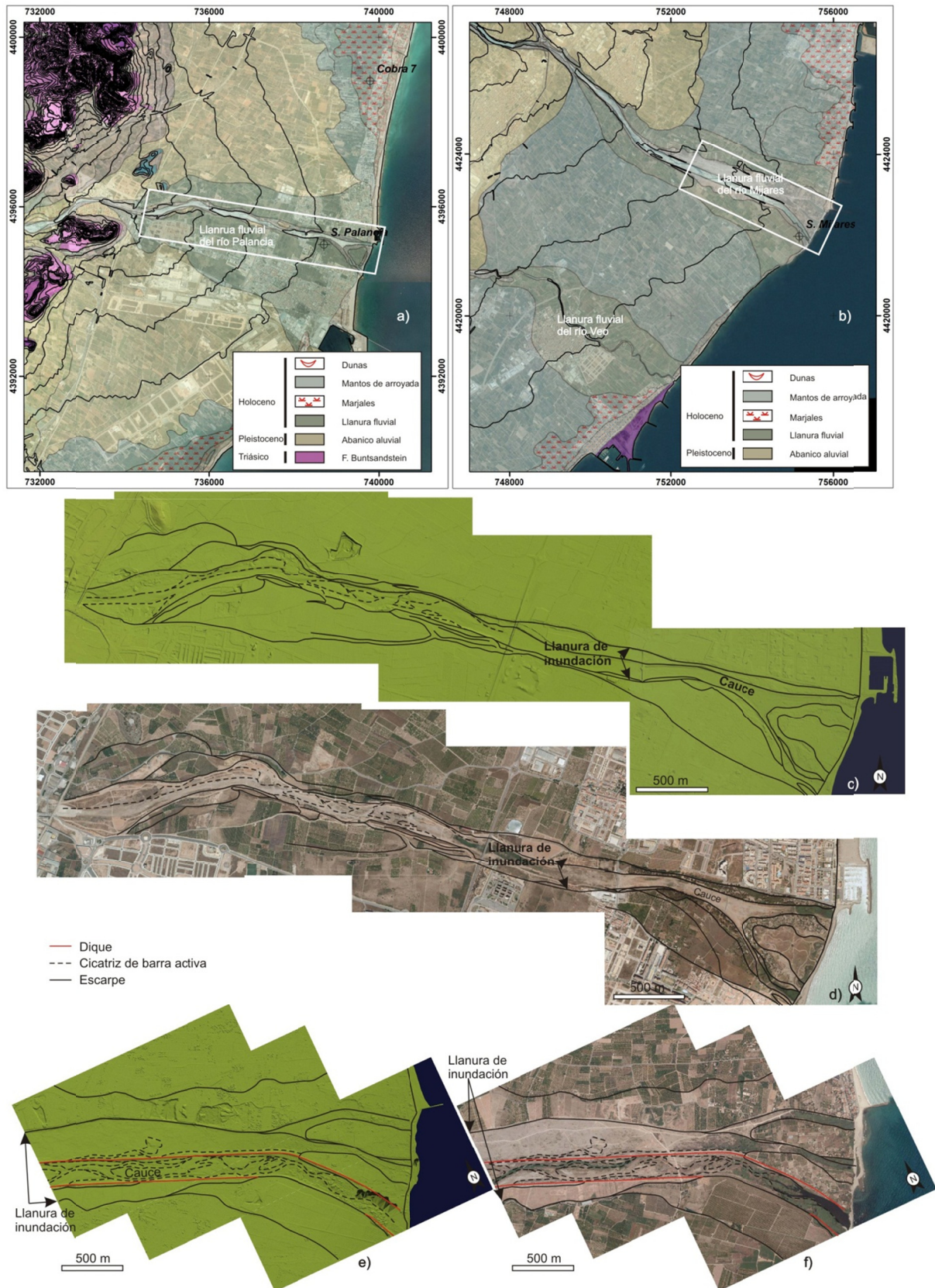


Figura 8.110.- a y b) Esquemas geológicos de las llanuras fluviales del río Mijares, Veo y Palancia, sobre la ortofotografía con las curvas de nivel con equidistancia de 10m (en negro) y recuadro de las imágenes de detalle; c y e) imágenes LIDAR (fuente: IGN e Instituto Cartográfico de Cataluña) de las llanuras fluviales de los ríos Palancia y Mijares, respectivamente; y d y f) ortofotografías (fuente: Instituto Cartográfico de Cataluña) de las llanuras fluviales de los ríos Palancia y Mijares, respectivamente, señalados los límites de las barras actuales y escarpes de barras e islas antiguas.



Figura 8.111.- Desembocadura del río Mijares. La línea de costa se adentra ligeramente en el mar por los aportes fluviales. Esta morfología es retrabajada por la deriva litoral, NNE-SSO, de forma que, se establece una gradación granulométrica de las playas a ambos lados del abanico deltaico. Al Norte de la desembocadura (derecha en la foto) la composición de playas es arenosa, por el contrario hacia el Sur presenta un rasgo fundamentalmente erosivo y la playa está compuesta de bloques y cantos arrastrados por las avenidas del río Mijares. Fotografía área de la Consejería de Medio Ambiente de la Comunidad Valenciana

Las llanuras fluviales de los ríos Mijares y Palancia se encuentran encajadas en los materiales pleistocenos y muestran una forma superficial triangular, con cauces muy rectilíneos y muy baja sinuosidad (Figs. 8.110a y 8.110b), lo que parece indicar que, antes del relleno fluvial, debió producirse un rápido y profundo encajamiento de los ríos debido a un descenso del nivel de base. En estos valles fluviales, al producirse una nueva subida del nivel de base, se instalaron ríos tipo *braided* que, tradicionalmente, se interpretan de periodos del nivel del mar bajo (Blum *et al.*, 2013).

El control climático en estos ambientes es tan importante que la ausencia de aportes puede llegar a producir que su arquitectura estratigráfica no se corresponda con las variaciones eustáticas; un ejemplo es sistema fluvial del río Golo, en Italia durante el final del Cuaternario (Forzini *et al.*, 2015). Así, en la actualidad, las llanuras fluviales de los ríos Mijares, Veo y Palancia se encuentran en una fase erosiva y retrogradante propiciada por la drástica reducción de los caudales y aportes detríticos fluviales aunque estemos en un periodo de nivel relativo del mar alto.



Figura 8.112.- a) Playa de cantos y bolos en el margen meridional de la desembocadura del río Mijares; y b) cordón litoral (prácticamente cerrado) en la desembocadura del río Mijares ante la ausencia de un flujo continuado del río.

8.4. EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y RECONSTRUCCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

8.4.1. Evolución sedimentaria

Este apartado se ha subdividido en dos epígrafes con la intención de distinguir entre dos escalas de trabajo y las herramientas utilizadas en cada una de ellas. El primer epígrafe analiza el registro holoceno a partir de los criterios de la estratigrafía, distinguiendo parasecuencias. En el segundo se analizan secuencias menores dentro de estas parasecuencias, a partir de las variaciones geoquímicas, principalmente, en los humedales costeros.

8.4.1.1. Correlación y secuencialidad

El relleno holoceno se distribuye en dos áreas: una entre los relieves mesozoicos y las llanuras costeras, compuesta por depósitos de abanicos aluviales de poca extensión, y otra en las zonas bajas o distales de los abanicos aluviales pleistocenos, formada por los depósitos de playas-barrera y llanuras fluviales.

Los abanicos aluviales, aparecen aislados con afloramientos de mala calidad, por lo que no se ha podido establecer su arquitectura y evolución, es decir, no se han distinguido secuencias que pudieran permitirnos correlacionarlos con el registro de los otros ambientes sedimentarios holocenos. Únicamente en la zona Norte de Benicasim, las relaciones cartográficas han permitido integrarlos en el modelo evolutivo de relleno de las llanuras costeras.

Por su parte los depósitos de playa-barrera y llanura fluvial rellenan cuatro pequeñas cuencas limitadas por los depósitos aluviales pleistocenos (Fig. 8.113). Las cuencas de Almenara-Nules y Benicasim se encuentran rellenas por sedimentos de playa-barrera, mientras la de los ríos Palancia y Mijares se rellenaron por sedimentos de llanura fluvial.

En el registro sedimentario de las cuencas de Almenara-Nules y Benicasim se han distinguido seis intervalos estratigráficos, equivalentes en edad y que cumplen el concepto de secuencia definido “*como una sucesión de estratos depositados durante un ciclo completo de cambio en el espacio de acomodación o aporte de sedimentos*” propuesto por Catuneanu *et al.* (2009). Los tres intervalos inferiores o más antiguos están compuestos por depósitos de ambientes marinos litorales (playa o *lagoon*) y continentales (lagunas costeras o manto de arroyada), por lo que los límites de los intervalos difieren entre unos u otros depósitos. Así, si es marino litoral el límite está constituido por interrupciones sedimentarias, mientras si es continental está asociado a superficies de máxima regresión. Los tres intervalos superiores o más modernos están formados por depósitos continentales, fundamentalmente de lagunas costeras, de forma que los límites de los intervalos son superficies de máxima regresión. Por tanto, en la descripción de las tres secuencias inferiores se distinguirá entre secuencias litorales y continentales, y para las tres últimas se agruparán. La correlación de estos intervalos estratigráficos entre los sondeos se ha apoyado en las dataciones radiométricas.

En el registro fluvial de las cuencas de los ríos Palancia y Mijares no se han podido reconocer secuencias menores, aunque sí la tendencia general del relleno de estos sistemas para todo el Holoceno.

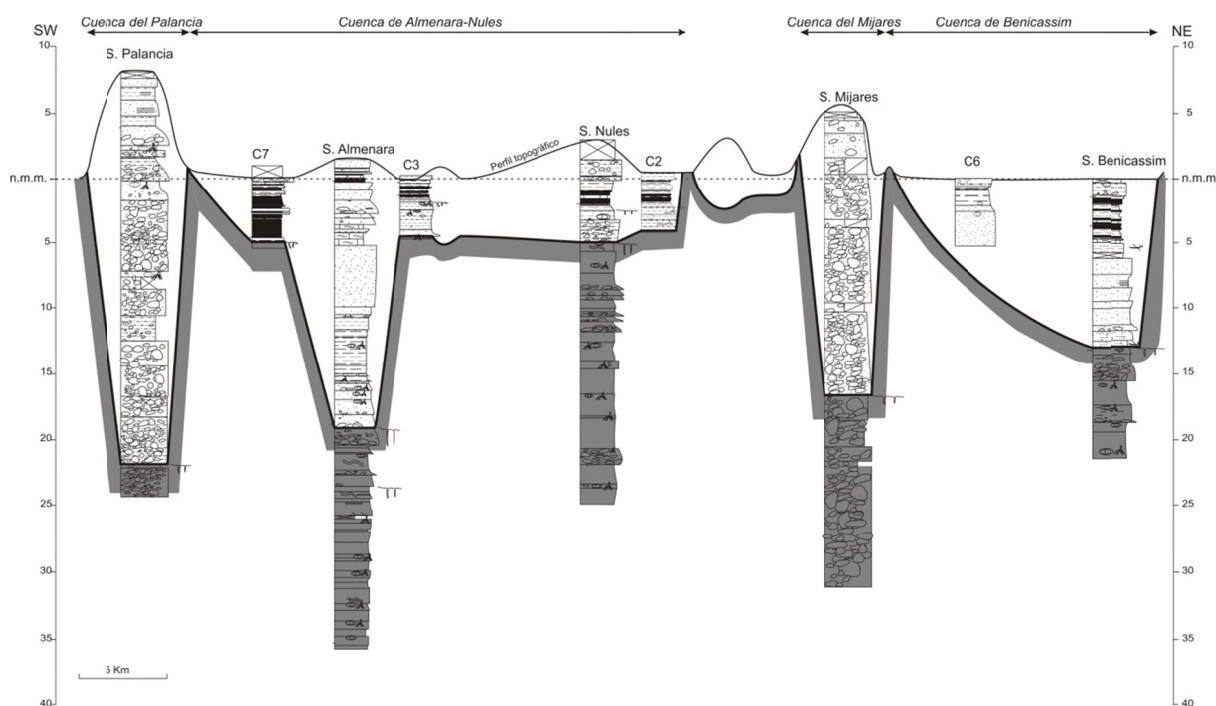


Figura 8.113.- Cuenas holocenas. El sombreado gris corresponde a los depósitos y el paleorrelieve pleistocenos.

Cuencas de Almenara-Nules y Benicassim

Secuencias litorales

Las secuencias formadas por depósitos litorales, ya sean de playa o *lagoon*, se ubican en los depocentros de ambas cuencas, en la base de los sondeos de Almenara y Benicassim. Las secuencias muestran tendencias a la somerización y se encuentran limitadas por interrupciones sedimentarias, o cambios de facies, asociados a superficies de máxima inundación. En el sondeo de Almenara se distinguen tres secuencias litorales y en el sondeo de Benicassim solo dos, puesto que la tercera secuencia está constituida por depósitos de lago costero.

Las parasecuencias son elementos básicos (*building blocks*) para la construcción de la arquitectura estratigráfica, tanto en el marco de las secuencias deposicionales como en el de la estratigrafía genética y de la estratigrafía de transgresión- regresión (Posamentier y James, 1993; Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2009), y normalmente constituyen partes de secuencias y cortejos sedimentarios de mayor rango (Catuneanu *et al.*, 2010). De acuerdo con Van Wagoner *et al.* (1988), las parasecuencias son unidades estratigráficas limitadas por superficies de inundación y sus superficies correlativas, las cuales, dependiendo de las circunstancias pueden estar representadas por superficies transgresivas de erosión, superficies de máxima inundación, superficies de máxima regresión o cambios bruscos de facies (Catuneanu, 2002, 2006; Catuneanu *et al.*, 2010).

En este trabajo, los intervalos estratigráficos de los depósitos litorales (playa, *lagoon*) se han diferenciado mediante la identificación de superficies de interrupción sedimentaria asociadas a superficies de inundación, siguiendo la metodología de Galloway (1989). Por ello estos intervalos se pueden denominar parasecuencias, según la nomenclatura de Van Wagoner *et al.* (1988).

Parasecuencia 1

Está constituida por sedimentos de playa que se apoyan sobre los depósitos aluviales pleistocenos. En el sondeo de Almenara está formada por la repetición de facies de playa, *foreshore* y *backshore*, que alcanzan 4 m de potencia y se apoyan sobre un potente paleosuelo (en el sondeo entre 20,30 y 16,30 m de profundidad). En el sondeo de Benicasim el espesor de la parasecuencia es muy superior, en torno a 7 m, y predominan las facies más profundas, *shoreface* y *foreshore* (profundidad en el sondeo entre los 12,15 y 5,50 m). En este caso la base la secuencia está constituida por un potente *lag* de conchas superpuesto a un paleosuelo pleistoceno y representa las condiciones más profundas de la cuenca.

En el sondeo de Almenara dentro de la parasecuencia se han reconocido cinco secuencias menores, que se componen de la repetición de las facies de *foreshore* y *backshore* y representan la superposición de playas. La tendencia general de todo el conjunto es progradante, así a techo de la parasecuencia dominan las facies *backshore* (Fig. 8.114).

El inicio de la sedimentación de esta parasecuencia se ha datado en 10.832 a cal BP en la base del sondeo de Almenara (20,19 m de profundidad en el sondeo).

Parasecuencia 2

El límite inferior de la parasecuencia está marcado por una interrupción en la sedimentación, reconocible por la precipitación de carbonato alrededor de raíces en las facies de *backshore* y por un cambio brusco de facies respecto a la parasecuencia anterior. Consiste en la superposición de facies de *lagoon* abierto sobre facies de arenas cementadas de *backshore*, que interpretamos como la progradación rápida de las facies de playa hacia zonas orientales debido a la elevación rápida del nivel del mar y un gran aporte siliclástico. La subida del nivel del mar tras un periodo de estabilización permitió la conservación de las facies expuestas del *backshore* que constituyen la parte alta del cordón litoral, y un relieve positivo (por encima del nivel de base), sobre el que se dispusieron las facies de *lagoon* abierto, que se depositan por debajo del nivel de base. Durante este ascenso la cantidad de aportes que llegaron a las playas tuvo que incrementarse para mantener una tendencia progradante respecto a la parasecuencia anterior.

En el sondeo de Almenara presenta un espesor de 4 m (en el sondeo entre los 16,30 y 11,90 m de profundidad) y está constituida por una misma facies, si bien los análisis paleontológico y geoquímico muestran una tendencia en la vertical hacia condiciones de *lagoon* más restringidas.

En el sondeo de Benicasim, las facies internas de una laguna costera se superponen sobre las facies de *lagoon* corroborando la tendencia progradante de la parasecuencia. La potencia de la parasecuencia en este caso está en torno a los 70 cm (Fig. 8.114), aunque no hubo una buena recuperación del testigo.

Los resultados de las dataciones sobre fragmentos de bivalvos y sedimentos ricos en restos orgánicos de la parasecuencia, se han descartado por su posible contaminación con carbono antiguo. Por tanto, la edad de la parasecuencia se ha obtenido a partir de la correlación con la parasecuencia 2 (PS2) equivalente de los depósitos continentales.

Parasecuencia 3

Esta parasecuencia únicamente mantiene su carácter marino en el sondeo de Almenara, entre los metros 11,95 y 5,60 de profundidad en el sondeo (Fig. 8.114), donde el límite inferior está marcado por un nuevo cambio brusco de facies. Este consiste en la retrogradación rápida de facies, de forma que sobre los depósitos de *lagoon* restringido se superponen facies profundas de playa (*shoreface*). Esta transgresión marina señala las condiciones de mayor inundación dentro de la cuenca de Almenara-Nules.

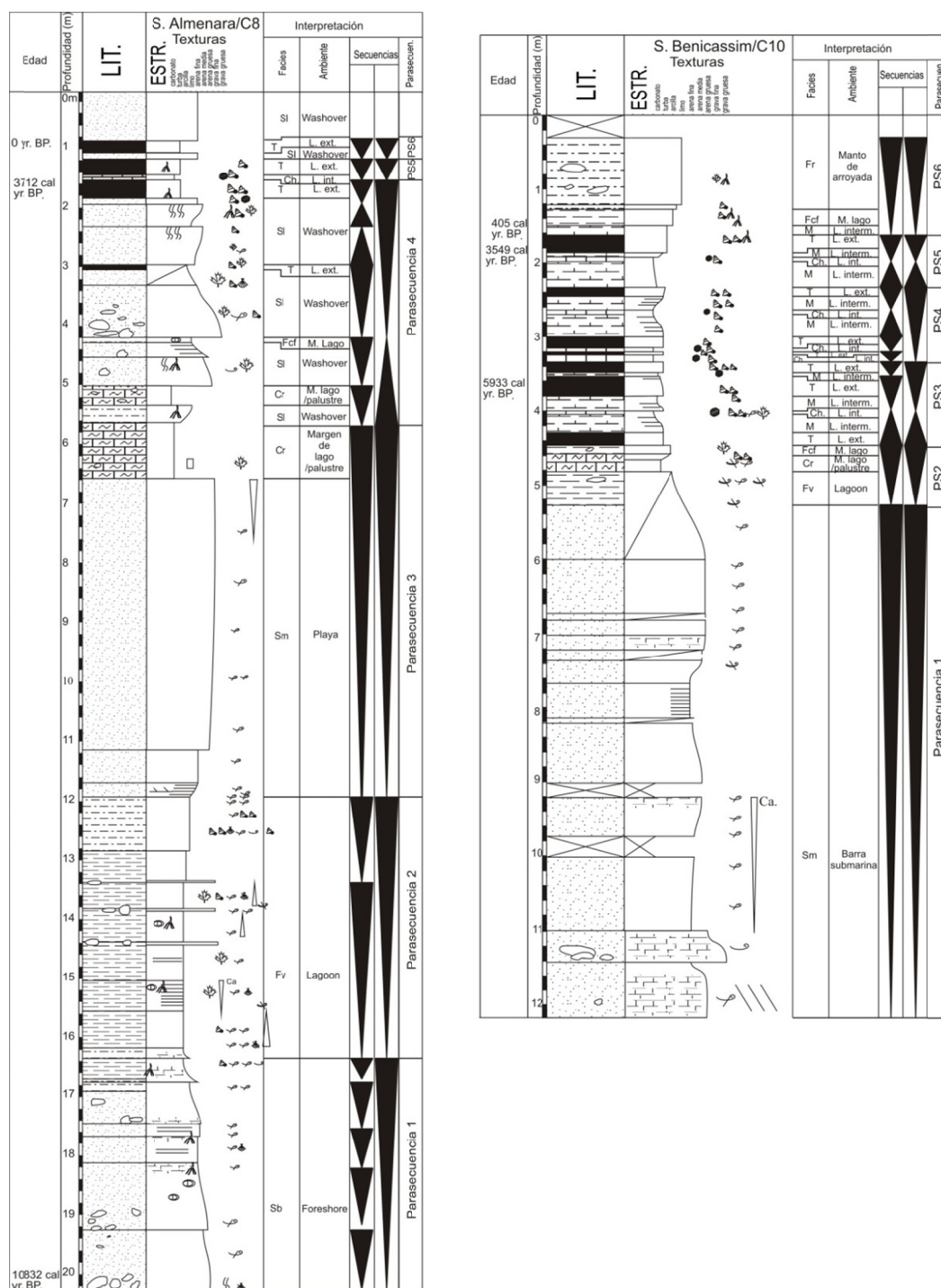


Figura 8.114.- Ambientes sedimentarios y división de los depósitos holocenos en 6 parasecuencias de los sondeos de Almenara y Benicassim. Se han utilizado los sondeos C8 y C10 para reconstruir los últimos metros de los sondeos de Almenara y Benicassim, respectivamente.

La parasecuencia tiene una potencia superior a 6 m y muestra una tendencia progradante. Los depósitos de playa evolucionan, en la vertical, desde las facies *shoreface* hacia *foreshore*, superponiéndose finalmente las facies traseras de la playa compuesta por los depósitos carbonáticos de borde de lago o palustres. Este último cambio vertical de facies está representado como un límite neto, pero debido a problemas en la recuperación del testigo se desconoce su verdadera naturaleza. A partir del techo de esta parasecuencia dominan los ambientes lacustres y la sedimentación continental se registra en todos los sondeos.

Secuencias continentales

Las parasecuencias continentales están compuestas por depósitos lacustres costeros y mantos de arroyada, con alguna intercalación de depósitos litorales, como los *washover fan*. Constituyen la mayor parte del registro holoceno en los marjales.

También los depósitos continentales se han subdividido en niveles estratigráficos de menor orden. Los niveles están limitados por superficies de máxima regresión, que según Catuneanu (2002, 2006) pueden definir los límites de parasecuencia de Van Wagoner *et al.* (1988). Según Embry y Johannessen (1992) estas superficies de máxima regresión son las superficies más importantes de interrupción sedimentaria.

Se han distinguido seis parasecuencias; las tres más antiguas se han reconocido en los sondeos cortos del margen septentrional de la cuenca de Almenara-Nules, donde se alcanzó la base de la serie holocena. Las tres últimas parasecuencias, más actuales, se distinguen en todos los registros holocenos tanto de la cuenca de Almenara-Nules como en la cuenca de Benicasim.

Parasecuencia 1

Equivalente a la parasecuencia 1 de depósitos litorales es la que presenta el peor registro continental puesto que en muchos de los sondeos cortos no ha llegado a cortarse el límite inferior. Está constituida por mantos de arroyada, depositados sobre un paleosuelo desarrollado a techo de los depósitos detríticos del Pleistoceno (Fig. 8.115).

En conjunto, la parasecuencia muestra una tendencia ligeramente progradante en la vertical, marcada por un suave incremento granulométrico y un aumento en el contenido de cantos hacia el techo. El mayor número de cantos y los de mayor tamaño se ubican en la zona Nules (sondeos de Nules y C2) donde, además, la parasecuencia tiene los mayores espesores, en torno a 1,50 m. En las restantes áreas los cantos aparecen de forma dispersa y predominan los limos y arenas. A techo de los sondeos C4 y C7 se observa un pequeño paleosuelo freático, con moteados y concentración de carbonato.

Parasecuencia 2

El límite inferior de la parasecuencia viene marcado por un cambio de tendencia en la sedimentación de los mantos de arroyada o por la instauración de facies lacustres, tras la interrupción sedimentaria que representa el paleosuelo freático (sondeos C4 y C7), (Fig. 8.115).

Dentro de la cuenca de Almenara-Nules se pueden diferenciar dos áreas según el tipo de depósito que forma la parasecuencia. El área norte (sondeos C2, C3, y Nules) se caracteriza por depósitos de mantos de arroyada que, en conjunto, tienen una tendencia retrogradante con disminución

del tamaño de grano y de la cantidad de cantos. La parasecuencia concluye con un paleosuelo de origen freático, que señala una interrupción sedimentaria durante un periodo de niveles freáticos altos y constantes.

La parasecuencia en el borde sur de la cuenca (C4 y C7) está constituida por depósitos de margen de lago seguidos de lago somero que, en conjunto, indican la expansión del humedal y la retrogradación de facies. La parasecuencia termina con sedimentación de facies de borde de lago, que indican unas condiciones más estables y una tendencia progradante o de relleno del humedal.

Según las dataciones radiométricas, la base de la parasecuencia está en torno a los 9.000 a cal BP y el techo está datado en ca. 7.400 a cal BP (Fig. 8.115). Edades que también otorgamos para los límites de la parasecuencia en el registro marino litoral.

Parasecuencia 3

En la cuenca de Almenara-Nules, la disposición vertical de las facies al inicio de la parasecuencia permite distinguir dos áreas. En el borde norte de la cuenca (sondeos C3, C2 y Nules, fig. 8.115), por encima del paleosuelo, se depositan arcillas de margen de lago, sobre las que se superponen secuencias menores de facies lacustres cada vez más profundas. Mientras en el borde sur (representado por los sondeos C4 y C7) sobre las facies de turbas de la parasecuencia anterior se depositan sobre una superficie ligeramente erosiva niveles de caráceas que son facies lago interno. En ambas áreas la tendencia inicial de la parasecuencia es ligeramente retrogradante, se produce la inundación de las lagunas costeras y la expansión de la extensión del lago, sobre todo en la zona norte. La diferencia radica en que en la zona sur la inundación es rápida y en el borde septentrional es más gradual.

En la cuenca de Benicasim, en el sondeo del mismo nombre, la parasecuencia 3 comienza con la instauración de los depósitos continentales. La parasecuencia muestra en su parte inicial una tendencia retrogradante con expansión del humedal, y se depositan facies de lago externo y sobre ellas facies lacustres cada vez más profundas, hasta llegar a un potente nivel de caráceas (Fig. 8.116).

Tras la inundación de ambas cuencas, la sedimentación continúa con facies cada vez más someras, primero margas o fangos carbonáticos y, finalmente, turbas. La tendencia de la última parte de la parasecuencia es progradante y señala la progresiva colmatación de los humedales. La potencia es muy similar en todos los sondeos, entre 0,5 y 1 m.

En la cuenca de Almenara, la edad de la parasecuencia está limitada por el techo de la parasecuencia anterior, que ha sido datado aproximadamente en 7.400 a cal BP y la base de la posterior, alrededor de los 5.800 a cal BP. En el sondeo de Nules se ha podido datar un nivel inmediatamente encima del depósito de caráceas, en ca. 6.770 a cal BP. En el sondeo de Benicasim el techo de la parasecuencia arroja una edad ca. 5.900 a cal BP, una edad muy próxima a la de la base de la parasecuencia 4 en la cuenca de Almenara-Nules.

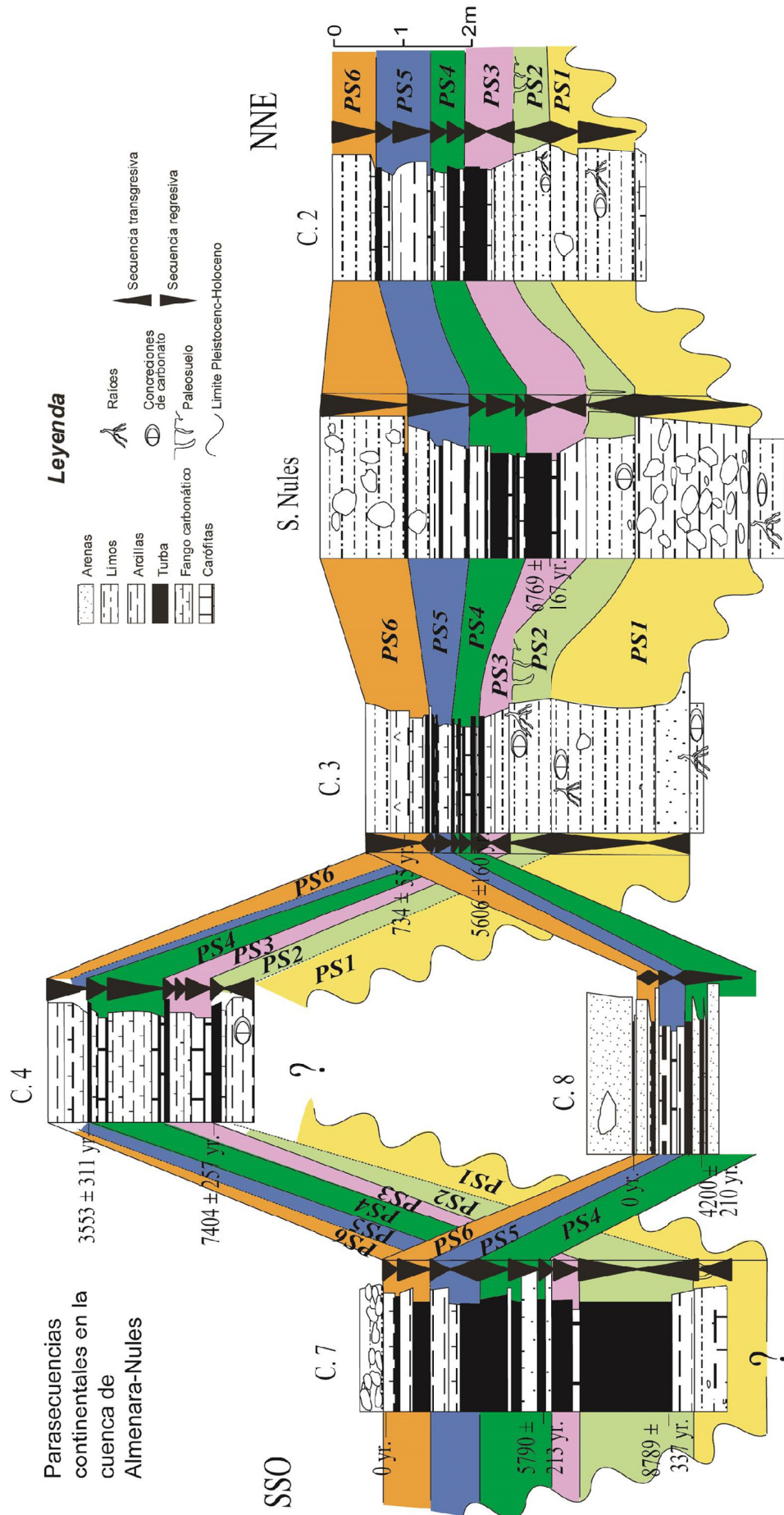


Figura 8.115.- Correlación de los testigos perforados en la cuenca de Almenara-Nules mostrando las 6 parasecuencias (PS) continentales. Los triángulos señalan la tendencia de las secuencias.

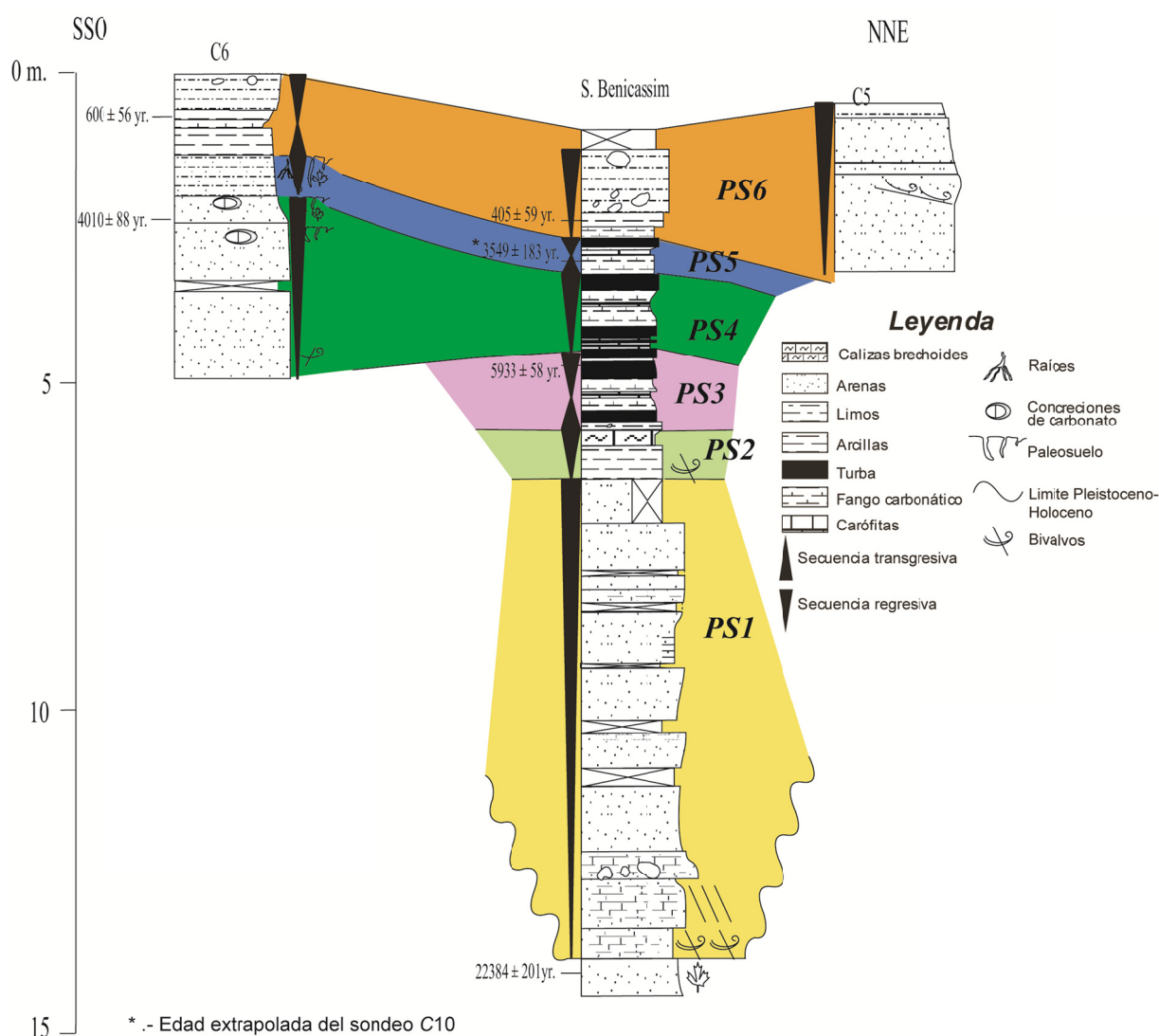


Figura 8.116.- Correlación de los sondeos de la cuenca de Benicasim. La escala vertical es respecto al nivel del mar.

Parasecuencia 4

El límite con la parasecuencia inferior viene determinado por un cambio rápido en la tendencia y representa una nueva retrogradación. Se reconoce por la sedimentación de facies profundas de los humedales (facies de caráceas) e incluso, en los sondeos C7 y C8 (sondeo de Almenara), por la entrada de sedimentos litorales de *washover fan*, que alcanzan las zonas internas de la laguna. En la base de los niveles de concentración de caráceas es habitual reconocer pequeñas intercalaciones de fangos, lo que indica que el mayor desarrollo de praderas de caráceas se produce hacia la parte alta de estos niveles, donde, además, se observa laminación producida por el oleaje. Es decir, la mayor inundación y mayor extensión de los humedales corresponde a la parte alta de los depósitos de caráceas.

Muestra, en general, una tendencia progradante desde facies profundas de lago hacia más someras, que señala la progresiva colmatación de los humedales. Pero, dentro de la parasecuencia se distinguen dos secuencias de menor rango, y, en algunos sondeos, la inferior presenta a su vez otras dos. En este caso, se podría proponer la subdivisión de la parasecuencia en dos pero, considerando la

escala temporal junto a la heterogeneidad en las condiciones de sedimentación a techo de la primera secuencia, se ha optado por incluirlas en la misma parasecuencia. Estas secuencias menores están compuestas de base a techo por depósitos lacustres profundos, principalmente facies de caráceas o margas, sobre los que se apoyan sedimentos de ambientes más someros, depósitos de turbas o arcillas turbosas, y en el sondeo de Nules, arcillas. La tendencia inicial de estas secuencias menores es la inundación y expansión de los humedales, y la posterior progradación de las facies someras que los rellenan. En conjunto, la parasecuencia presenta un comportamiento somerizante, puesto que la secuencia inferior predominan las facies lacustres más profundas y con mayores espesores, y en la superior son más abundantes las facies más someras. (Fig. 8.115).

Localmente, en el borde suroriental de la cuenca de Almenara (sondeos de Almenara, C7 y C8 (Figs. 8.115), la parasecuencia está formada por depósitos de *washover-fan* cubiertos por facies turbosas. La disposición vertical de las facies señala una retrogradación rápida en la base de la secuencia y posterior progradación de los ambientes lacustres. Las potencias que presenta la parasecuencia en los sondeos de Almenara y C7 son de 4 m y 1,20 m, respectivamente, y por tanto, son mucho mayores que las de los depósitos lacustres de la cuenca de Almenara-Nules, donde la potencia media está alrededor de 0,7 m.

En el sondeo Benicasim, la parasecuencia tiene una potencia de 1,50 m y está compuesta por dos secuencias menores, progradantes, de facies lacustres. La inferior también se puede subdividir en dos (Fig. 8.116). La tendencia es muy similar a la observada en la zona de Almenara-Nules: se advierte una retrogradación rápida, aunque con componente agradante, que mantiene las condiciones de sedimentación muy similares durante la formación de la primera secuencia menor y posteriormente una tendencia hacia la somerización, o progradación, que incluye la segunda de las secuencias menores. Lateralmente, en el sondeo C6, la parasecuencia está compuesta de facies progradantes de playa sobre las que se forma un paleosuelo que marca la interrupción sedimentaria y límite de la parasecuencia. En este caso el espesor de la parasecuencia supera los 2,5 m aunque no se ha recuperado la base.

Las dataciones de la base de la parasecuencia en los sondeos C3 y C7, y en el techo de la parasecuencia anterior del sondeo de Benicasim, muestran que el inicio de la sedimentación se produjo alrededor de los 5.800 a cal BP. Y finalizó, según las dataciones en los sondeos C4, C6 y Almenara, en torno a los 3.500-3.600 a cal BP.

Parasecuencia 5

El límite inferior de la parasecuencia se ha situado en un cambio de tendencia marcado por la superposición de facies profundas de lago (caráceas o fangos carbonáticos con abundantes restos de caráceas) sobre facies de margen (turbas arcillosas o arcillas). Únicamente en el sondeo C6 el límite es una interrupción sedimentaria reconocible por un paleosuelo (Fig. 8.116). La superposición de los depósitos lacustres indica que la inundación de los sistemas lacustres, y su expansión, fue un proceso rápido, aunque su máximo desarrollo no llegó hasta la parte alta de los niveles de caráceas, puesto que en la base de ellos suelen encontrarse fangos carbonáticos y algún nivel turboso de poco espesor.

La parasecuencia muestra una tendencia progradante: sobre la base formada por facies profundas, se depositan facies lacustres más someras, principalmente turbas, arcillas turbosas e incluso facies de mantos de arroyada (Figs. 8.115 y 8.116). En ciertas áreas, igual que en el caso anterior, la parasecuencia puede subdividirse en dos secuencias menores progradantes.

En la cuenca de Almenara-Nules, según la composición de la parasecuencia se pueden distinguir dos áreas: la norte (sondeos de Nules, C2 y C3), donde la parasecuencia consta de al menos dos secuencias menores progradantes, reconocibles por la alternancia de depósitos lacustres y mantos de arroyada; y la sur (C4 y C7), donde la parasecuencia está compuesta por una única secuencia representada exclusivamente por facies lacustres. En especial, en el sondeo C4 el techo de la parasecuencia se ha distinguido un cambio litológico a partir de las variaciones de susceptibilidad magnética y densidad puesto que no se advierte visualmente (Anexo II). La potencia de la parasecuencia en las dos áreas es diferente, aproximadamente 1 m en el Norte y menos de 0,5 m en el Sur.

En la cuenca de Benicasim, y específicamente en el sondeo central (sondeo de Benicasim), la parasecuencia está formada por facies lacustres con una tendencia retrogradante y posterior somerización de las facies de lago externo. En el borde suroriental (sondeo C6) la parasecuencia está compuesta por depósitos de mantos de arroyada limitados por paleosuelos, que indican una estabilización del nivel de base. El espesor de la parasecuencia en ambos casos es muy semejante, en torno a 0,75 m.

El límite inferior de la parasecuencia en la cuenca de Almenara ha sido datado alrededor de 3.553 a cal BP. En Benicasim, a partir de la datación de la base del sondeo C10 (extrapolado al sondeo de Benicasim, Fig. 8.116) se ha obtenido una edad de 3.549 a cal BP. La edad del techo de la parasecuencia, determinada a partir del cálculo de la tasas de sedimentación de los sondeos, se ha acotado entre 2.100 y 1.800 a cal BP.

Parasecuencia 6

El inicio de la última de las parasecuencias se caracteriza por una nueva inundación identificada por la sedimentación de facies de lago intermedio, margas y turbas, sobre las facies de margen de lago o aluviales, arcillas y limos pardos de la parasecuencia anterior. En relación con las anteriores parasecuencias, la profundidad y la expansión de los lagos es menor, puesto que llegan a formarse praderas de caráceas en el fondo.

En el sondeo de Almenara la rápida retrogradación costera se reconoce por una nueva entrada de depósitos litorales, *washover-fan*, sobre las facies lacustres de la parasecuencia anterior (Fig. 8.115). Mientras, en la cuenca de Benicasim la retrogradación es más progresiva: concretamente en el sondeo C6, sobre el paleosuelo, se depositan facies lacustres con tendencia retrogradante hasta la sedimentación de las facies de lago intermedio, de margas o fangos con restos de caráceas (Fig. 8.115).

La posterior evolución vertical de depósitos lacustres, en ambas cuencas, muestra una tendencia progradante o colmatación de todos los humedales costeros exceptuando en el área del sondeo C7. En algunas zonas, como el borde norte de la cuenca de Almenara-Nules o Benicasim, la sedimentación finaliza con la llegada de los mantos de arroyada.

Los espesores varían desde 1 m en borde norte de la cuenca de Almenara-Nules y cuenca de Benicasim, y los 0,5 m en las zonas donde la parasecuencia está compuesta únicamente por depósitos lacustres, en el borde sur de la cuenca de Almenara-Nules.

La edad de la base de esta última parasecuencia se deducido a partir de las tasas de sedimentación calculadas en los sondeos C3, C4, C6, C7, C8 y C10, entre los 2.100 y 1.800 a cal BP. El límite superior corresponde, aproximadamente, a la actualidad.

Relación entre parasecuencias marinas y continentales

En este trabajo se han utilizado distintos criterios estratigráficos para el establecimiento de las parasecuencias marinas y continentales. Por ello se hace necesario explicar las relaciones que existen entre ambos tipos de parasecuencias para así construir la arquitectura estratigráfica del relleno holoceno, y sus vinculaciones con las variaciones relativas del nivel del mar.

Como ya hemos mencionado la ausencia de superficies de erosión bien visible en los sedimentos litorales y continentales ha impedido utilizar los criterios de establecimiento de *secuencias deposicionales* de Mitchum *et al.* (1977), Haq *et al.* (1987), Posamentier *et al.* (1988) y Van Wagoner *et al.* (1988). Por tanto, se ha optado por utilizar los criterios de las secuencias genéticas (Galloway, 1989) y secuencias T-R (Johnson y Murphy, 1984; Embry y Johannessen, 1992) para establecer el armazón estratigráfico.

Los depósitos litorales se han dividido en parasecuencias limitadas por interrupciones sedimentarias que se caracterizan por cambios bruscos de facies asociados a rápidos ascensos relativos del nivel del mar, equivalentes a superficies de máxima inundación. Estas transgresiones rápidas del mar no dieron lugar a la sedimentación del cortejo transgresivo (Fig. 8.117), de manera, que según los criterios de la estratigrafía genética de Galloway (1989) y la estratigrafía de T-R de Johnson y Murphy (1984) y Embry y Johannessen (1992), los límites de los dos tipos de parasecuencias coinciden, es decir, la superficie de máxima inundación y la superficie de máxima regresión pueden ser equivalentes (Fig. 8.118).

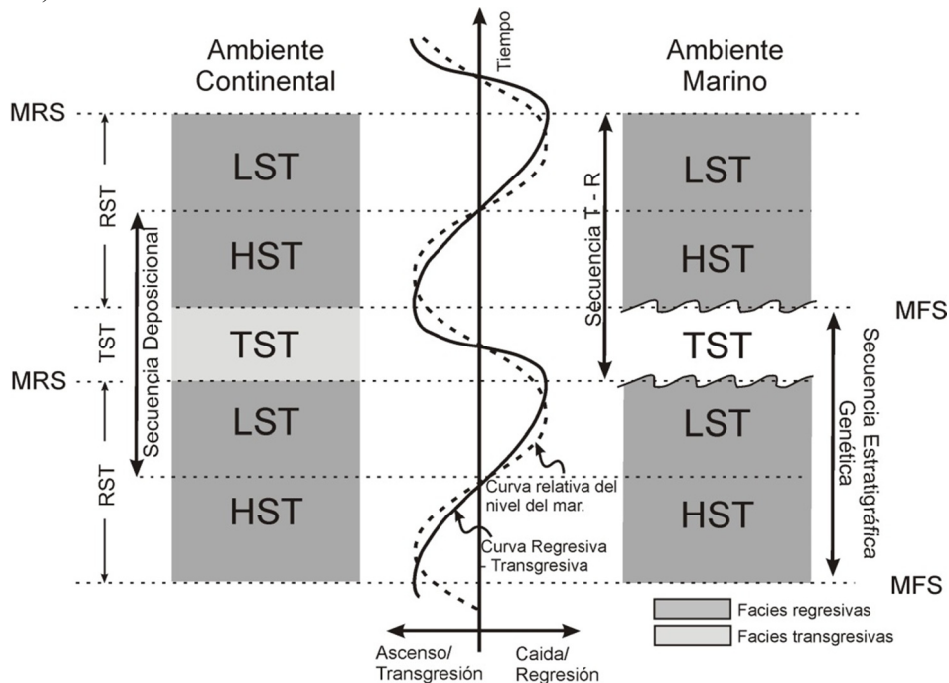


Figura 8.117.- Secuencias, cortejos sedimentarios y superficies estratigráficas aplicado al nivel relativo del mar y a la curva transgresivo-regresiva. Modificación del modelo de Catuneanu et al. (1998) al registro de los ambientes litorales y continentales de las cuencas de Almenara-Nules y Benicasim. MRS- Superficie de máxima regresión; MFS- Superficie de máxima inundación; HST- Cortejo sedimentario de nivel del mar alto; LST- Cortejo sedimentario de nivel del mar bajo; TST- Cortejo sedimentario transgresivo y RST- Cortejo sedimentario regresivo.

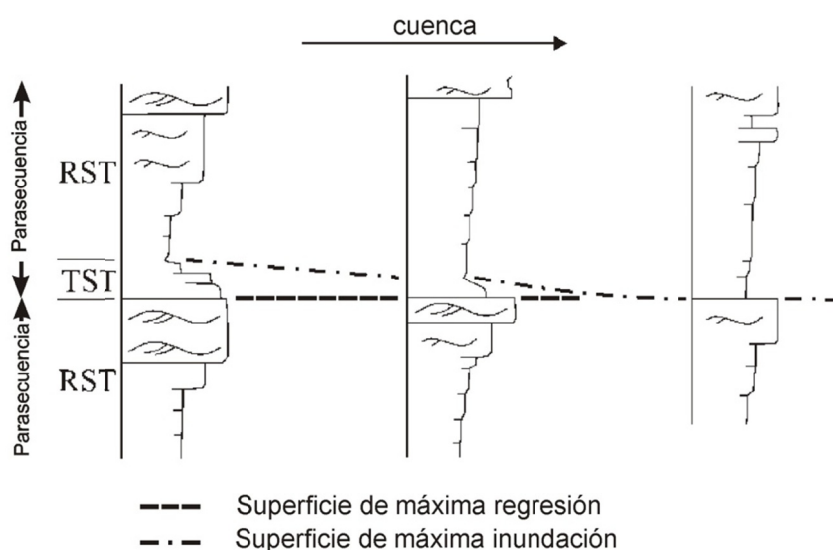


Figura 8.118.- Interpretación de la superficie de máxima inundación y la superficie máxima regresiva. En la parte distal pueden coincidir las dos superficies, mientras que en la zona continental tienden a separarse progresivamente. Definición de parasecuencia utilizando los criterios de Johnson y Murphy (1984) y Embry y Johannessen (1992). Adaptada de Catuneanu, 2006.

En los depósitos continentales, las parasecuencias están limitadas por superficies de máxima regresión, caracterizadas por cambios de tendencia, cambios bruscos de facies o interrupciones sedimentarias (p.ej. paleosuelos). Tras este límite se produce la sedimentación del cortejo sedimentario transgresivo, que puede estar representado por una única facies con tendencia agradante, si el aporte de sedimento compensa el ascenso relativo del nivel de base, o por la migración de facies con tendencia retrogradante, si la creación de espacio de acomodación es más elevado que la sedimentación, y por tanto, el humedal se profundiza y extiende progresivamente o los aportes de los mantos de arroyada son cada vez menores (Fig. 8.119). El cortejo sedimentario transgresivo queda limitado a techo por la superficie de máxima inundación, momento en el que los humedales son más extensos o los mantos de arroyada se han retirado (Fig. 8.119). Por encima de esta superficie se deposita el cortejo regresivo, que se caracteriza por una tendencia progradante y la colmatación de los humedales, y es producto de la estabilización o caída del nivel de base. La parasecuencia finaliza en la superficie de máxima regresión, que se forma en el momento de menor extensión de los ambientes lacustres y la máxima progradación de los cinturones de facies continentales.

En los depósitos continentales la superficie de máxima inundación y la superficie de máxima regresión se encuentran separadas por el cortejo sedimentario transgresivo (Fig. 8.117) y por tanto, los límites de las secuencias genéticas y T-R no coinciden (Fig. 8.118), de forma que para correlacionar las parasecuencias de ambientes litorales y continentales se ha utilizado la estratigrafía T-R de Johnson y Murphy (1984) y Embry y Johannessen (1992). Las superficies de máxima regresión están vinculadas a los periodos de nivel relativo del mar más bajo (Fig. 8.117), pero, según Johnson y Murphy (1984), las secuencias T-R se forman durante periodos de creación de espacio de acomodación y no es necesario que se den periodos de pérdida de espacio de acomodación para completar la secuencia, sino que puede ser el resultado de la combinación de la tasa de acomodación y los aportes sedimentarios (Catuneanu, 2010). En cambio, Embry y Johannessen (1992) proponen que, para completar la secuencia hace falta que haya una pérdida de acomodación, de forma que el límite de la secuencia es una superficie erosiva. Como se ha descrito antes al hablar de la arquitectura estratigráfica, no se observan superficies erosivas evidentes, lo que indica que el nivel de base, en este

caso, el nivel del mar, asciende progresivamente, creando en todo momento espacio de acomodación, aunque con fluctuaciones en la tasa de creación que depende de las variaciones relativas del nivel del mar.

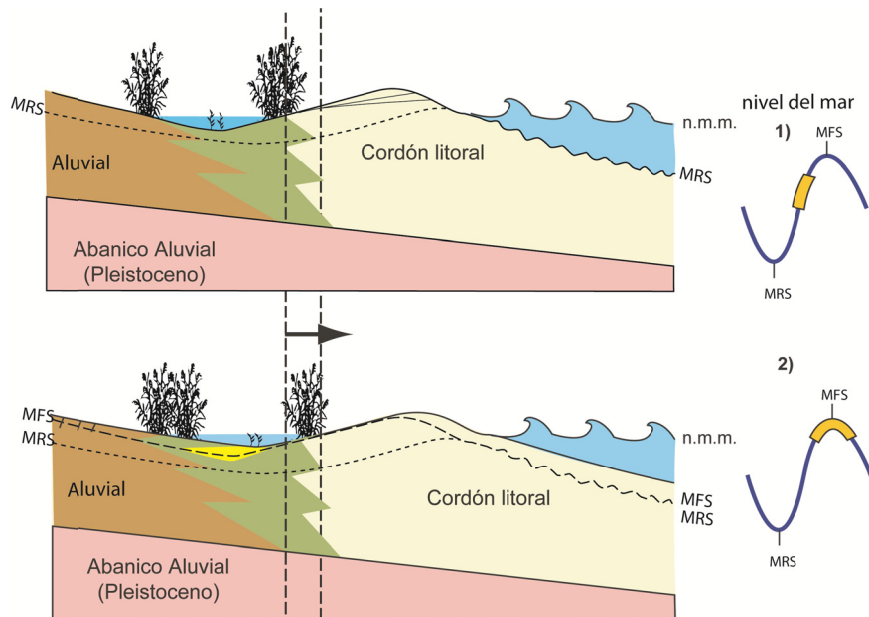


Figura 8.119.- Variaciones de los sistemas deposicionales según las oscilaciones del nivel del mar: 1) durante el periodo del nivel del mar en ascenso se produce la retrogradación de los ambientes, el incremento gradual de la extensión del lago y el inicio de la zonación del lago; 2) durante el periodo de nivel del mar alto, estable o en ligero descenso, se produce la progradación de las facies continentales y litorales, los humedales costeros llegan a su máximo desarrollo y, tras ello comienzan a disminuir de extensión.

En resumen, utilizando los criterios expuestos, el relleno sedimentario de las cuencas de Almenara-Nules y Benicasim se ha dividido en seis parasecuencias limitadas por siete superficies de máxima regresión (Fig. 8.120) que, en conjunto, responden a variaciones relativas del nivel mar en un contexto general de ascenso eustático. Estas parasecuencias se pueden agrupar en dos conjuntos o cortejos sedimentarios separados por la superficie de máxima inundación registrada. Dicha superficie marca el mayor desarrollo y extensión de los sistemas lagunares de ambas cuencas y la mayor transgresión marina registrada en los sedimentos holocenos. Se ubica entre las parasecuencias 2 y 3 de los depósitos litorales y en el interior de la parasecuencia 3 de los depósitos continentales (Fig. 8.120).

Los dos cortejos se formaron en condiciones de ascenso del nivel del mar, pero en el caso del inferior la potencia de las parasecuencias y la importancia de los límites entre las mismas indican una elevada tasa de ascenso del nivel del mar, con incrementos que superan ampliamente el metro de altura. Por el contrario, en el cortejo superior la velocidad de ascenso general fue mucho menor y las variaciones relativas son de menor entidad, en general inferiores al metro según se deduce de la potencia de las parasecuencias. Según los criterios de las secuencias de depósito de Mitchum *et al.* (1977), o genética de Galloway (1989), podemos afirmar que el cortejo sedimentario inferior constituye el cortejo sedimentario transgresivo (TST), mientras el superior constituiría el cortejo sedimentario del nivel del mar alto (HST).

En el caso del cortejo sedimentario transgresivo (TST) sería esperable una distribución vertical de las parasecuencias retrogradante, como se puede observar en la tendencia general de los depósitos continentales, mantos de arroyada y lagos, en las primeras parasecuencias. En cambio, en los depósitos litorales tienen una tendencia del conjunto progradante, debido a que el aporte sedimentario es más alto que la elevación del nivel del mar. Únicamente en los momentos de incremento de la velocidad de ascenso del nivel del mar se produce el aumento del espacio de acomodación, migración de facies y límite de las parasecuencias litorales.

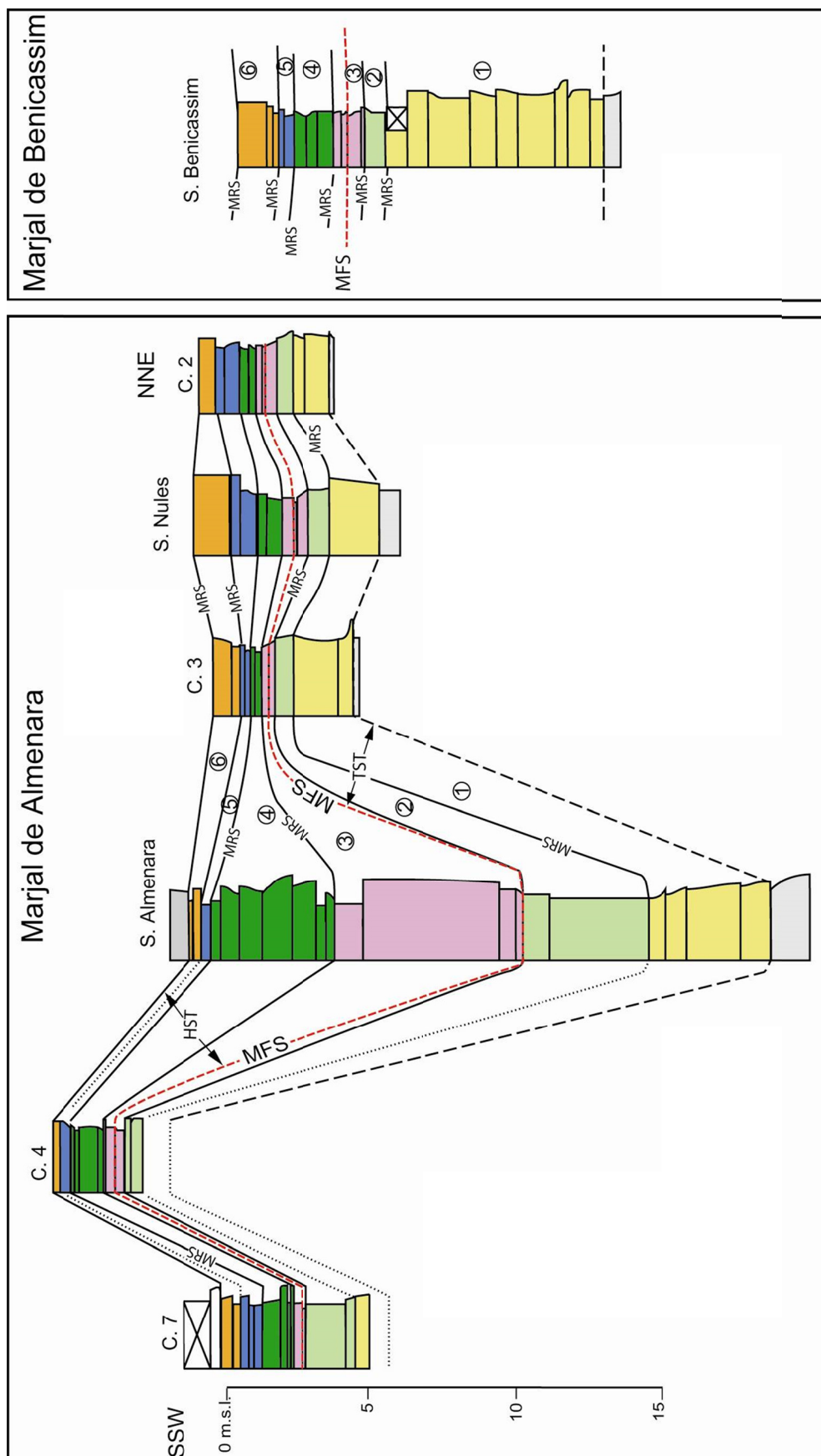


Figura 8.120.- Correlación entre las parasecuencias de los depósitos litorales del sondeo de Alménara y las parasecuencias de los depósitos continentales. MFS- Superficie de máxima inundación para el Holoceno; MRS- Superficies de máxima regresión; .HST- Cortejo sedimentario de nivel del mar alto; TST- Cortejo sedimentario transgresivo.

Cuencas de los ríos Palancia y Mijares

El registro del relleno de las cuencas de los ríos Palancia y Mijares está compuesto únicamente por depósitos fluviales, lo que indica que la influencia del río ha dominado sobre la acción de mar durante todo el Holoceno. Sólo se cuenta con datos de un sondeo para cada una de las llanuras fluviales y la recuperación en ambos casos ha sido mala de modo que no hemos podido distinguir intervalos estratigráficos claros que permitan reconstruir las variaciones relativas del nivel del mar.

En ambos sondeos se observa una distribución vertical de facies muy semejante (Fig. 8.121). En los dos primeros tercios de la serie holocena el registro está compuesto por secuencias de relleno de canales fluviales de 2 y 3 m de potencia superpuestos, con una tendencia agradante (Fig. 8.121). Se interpreta que el nivel de base asciende a la misma velocidad que se compensa por los aportes terrígenos procedentes de los ríos (Fig. 8.122). Mientras el tercio superior de la serie está compuesto por depósitos de canal de granulometrías más finas y espesores en torno al metro de potencia, con tendencia estrato y granodecreciente. Esta disminución progresiva del tamaño de los canales junto a la sedimentación a techo de los depósitos de llanura de inundación, se interpretan como una tendencia retrogradante para este tramo (Fig. 8.121). Esta tendencia indica que el nivel de base sigue ascendiendo pero más lentamente y el espacio de acomodación que se crea es menor. Parece que las variaciones relativas del nivel de base son de menor rango que el conjunto inferior, como máximo del orden del metro de altura que es el tamaño máximo de las secuencias de relleno y abandono de los canales. También los aportes fluviales son menores y de granulometría más pequeña; esta progresiva disminución del tamaño de clastos puede deberse a un factor alocíclico, como es la disminución de las precipitaciones. En síntesis, la creación de espacio de acomodación durante esta parte, aun siendo menor que en el periodo anterior, no parece ser compensado por los aportes fluviales y el conjunto es retrogradante (Fig. 8.122).

Siguiendo la nomenclatura de la estratigrafía secuencial, aun no pudiéndose aplicar en sentido estricto (Mitchum *et al.*, 1977; Galloway, 1989), parece que el primer tramo, donde la velocidad de ascenso del nivel del mar es alta, correspondería al cortejo sedimentario transgresivo holoceno (TST) y el segundo, donde la velocidad es mucho menor, se trata del cortejo sedimentario de alto nivel (HST).

La datación de C^{14} de las conchas de gasterópodos del sondeo Palancia muestra que el límite entre los dos conjuntos o cortejos es anterior a los 4.060 a cal BP, pero se desconoce la edad concreta.

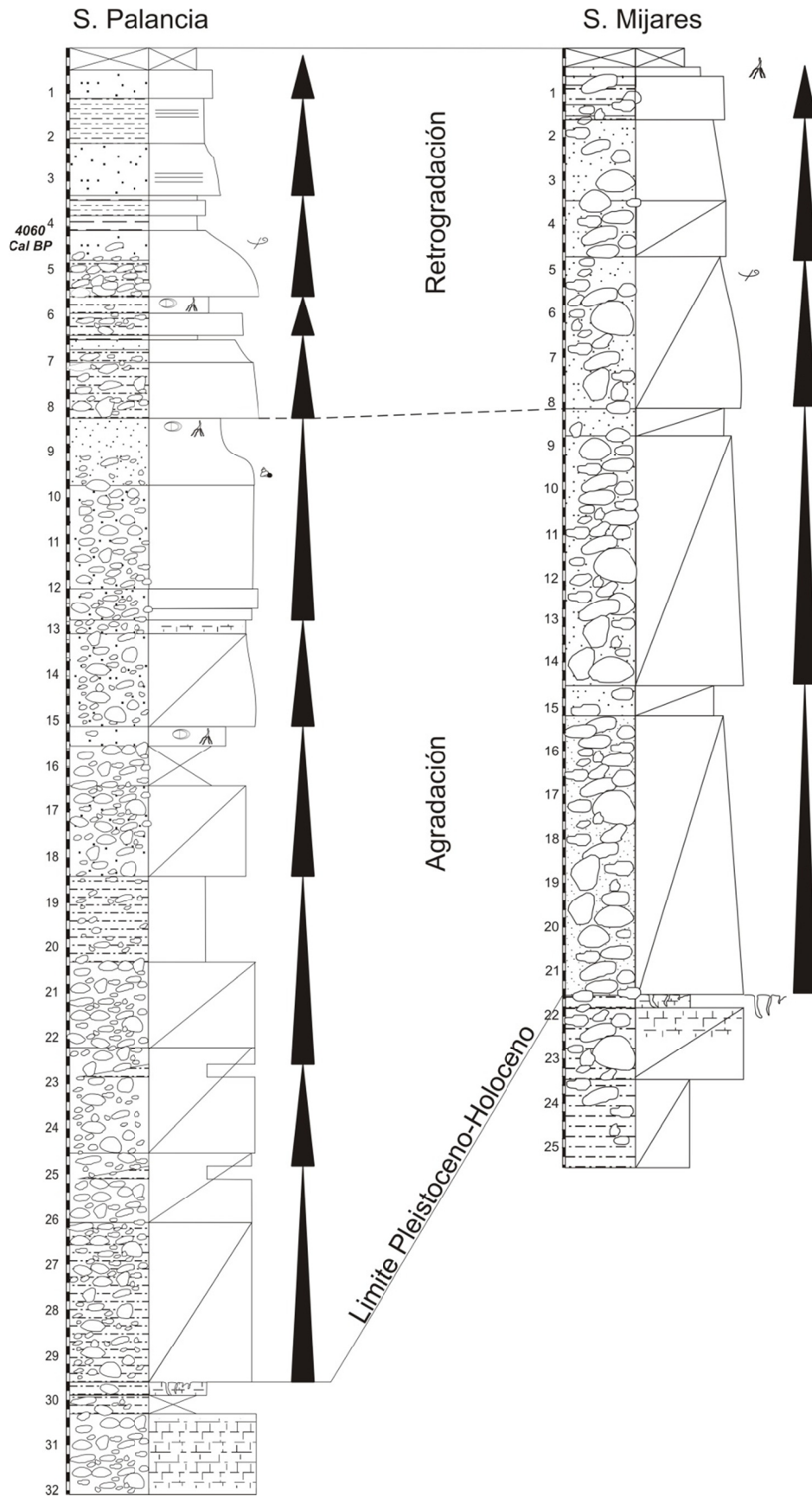


Figura 8.121.- Tendencias sedimentarias de los sondeos Palancia y Mijares. La parte inferior está formada por canales conglomeráticos superpuestos con tendencia agradante y la parte superior por canales de gravas y arenas con tendencia retrogradante.

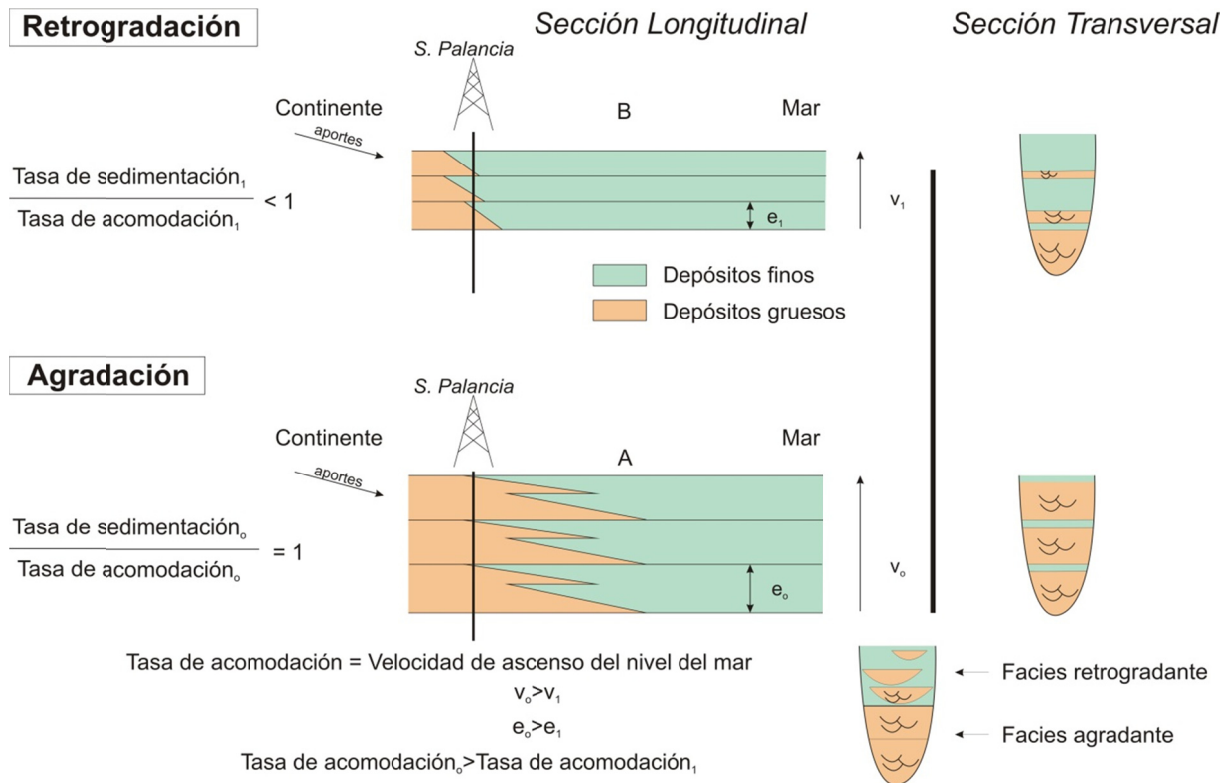


Figura 8.122.- Modelo de apilamiento de las facies fluviales según la relación entre tasa de creación de espacio de acomodación y los aportes fluviales.

8.4.1.2. Variaciones geoquímicas

Se ha considerado de especial interés analizar la evolución vertical de los elementos e indicadores geoquímicos de los cinco sondeos muestreados, con el objetivo de determinar cambios sedimentológicos que impliquen variaciones estratigráficas de menor rango que las parasecuencias descritas. El análisis también permite establecer, a pequeña escala, las variaciones de las condiciones de sedimentación, como pueden ser salinidad, oxigenación del agua y tipo de vegetación. Los cambios más significativos coincidirán con los límites descritos a partir del análisis estratigráfico, pero además, como se ha muestreado con mucho detalle en las últimas 3 parasecuencias, nos será posible identificar las fluctuaciones de las condiciones ambientales que se produjeron en los sistemas lacustres durante los últimos milenios.

Para mejorar la resolución geoquímica y simplificar el número de elementos químicos se ha realizado un análisis estadístico de Componentes Principales (PCA) para cada sondeo. Como hemos visto en la descripción de las facies, estos indicadores señalan las características más determinantes en las condiciones de sedimentación de los depósitos, pero además, se han empleado otros indicadores como las relaciones Si/Al, C/N, C/S y Mn/Fe que señalan la proporción relativa de cuarzo y arcilla, el tipo de vegetación, la naturaleza del agua y las condiciones de oxigenación, respectivamente.

Se ha hecho especial hincapié en el estudio de los depósitos lacustres, por la calidad de su registro y porque el análisis estratigráfico ha mostrado la vinculación de las parasecuencias con las oscilaciones relativas del nivel mar. Estas parasecuencias se caracterizan por la inundación del humedal, seguida de un progresivo descenso de la columna de agua y finalmente su desecación. El análisis multivariante (PCA) de los elementos químicos muestra que la componente (Cp) asociada a

los elementos redox (Mn, Fe y S) refleja las variaciones del nivel de los lagos, y por ello de las variaciones del nivel del mar de las que depende. No obstante, el clima, y fundamentalmente las precipitaciones, pueden influir en las condiciones de salinidad del agua del lago, incrementando o disminuyendo los aportes de agua dulce subterránea o de agua marina por intrusión salina, de manera que se han analizado las posibles anomalías de elementos salinos (Mg, Na, Sr y S) que son buenos indicadores de la intrusión marina (Giménez, 1994; Morell *et al.*, 1996; Giménez y Morell, 1997; Tuñón, 2000) y, por tanto, permiten discriminar entre ambos orígenes de las aguas subterráneas (continentales o marinas). Siguiendo lo indicado en otros trabajos (Jiménez-Espejo *et al.*, 2007; Calvert, 1990), la normalización de los elementos salinos se hace en función del aluminio (Al), puesto que el análisis estadístico muestra que su procedencia es, fundamentalmente, terrígena, asociada a los aportes detríticos de los ambientes de los márgenes y sin relación con el origen del agua de los humedales orgánico-calcareos y, por tanto, no relacionada con los aportes de aguas subterráneas.

A continuación expondré brevemente la evolución de las condiciones de sedimentación de cada parasecuencia, deducida a partir del análisis geoquímico de los sondeos efectuados y estableciendo, cuando sea posible, secuencias menores.

Sondeo de Almenara

En general, en los sondeos de Almenara y Benicasim, las variaciones geoquímicas responden a cambios litológicos, aunque podemos hacer algunas apreciaciones sobre las condiciones de sedimentación y su evolución (Figs. 8.123 y 8.124).

La primera parasecuencia corresponde a facies de playa que están formada por elementos siliclásticos. La primera de las componentes principales (Cp1), compuesta por la relación inversa de elementos argílicos (Al, Fe, Ti, Mn, K, Mg, Na y tierras raras) y elementos silíceos (Si), (Fig. 8.123), muestra valores muy constantes en su proporción (SiO_2) y en la relación entre los elementos argílicos y silíceos (Cp1 y Si/Al). La tendencia vertical de esta parasecuencia es hacia condiciones más someras, como indica el incremento paulatino de carbonato (Ca y C inorgánico). Pero el análisis estadístico revela que la somerización se da en tres etapas, puesto que se distinguen al menos tres secuencias menores (Fig. 8.124).

Estas secuencias menores se caracterizan, según las componentes Cp2 y Cp3 (Fig. 8.123), por límites bruscos y una tendencia al aumento de carbonato y materia orgánica simultáneo con la disminución de la sedimentación detrítica (Fig. 8.124). Es la evolución característica de una playa progradante que pasa del *foreshore* al *backshore*. En la parte inferior de la parasecuencia están las facies más profundas del *foreshore*, reconocido sedimentológicamente por la concentración de cantos redondeados y restos de fauna marina y vegetales, que, geoquímicamente, se distinguen por un incremento de la relación C/N. El final de la parasecuencia se caracteriza por la formación de un pequeño suelo carbonático, donde los valores de Ca, C inorgánico y Mg/Al son muy altos (Fig. 8.124).

El límite con la parasecuencia inmediatamente por encima es neto y se caracteriza por el fuerte aumento de los minerales arcillosos, mucho más ricos en Al, K, Mg,... (Cp1), tras la formación del suelo carbonático del final de la parasecuencia anterior (Fig. 8.124). El aumento en la vertical de los indicadores salinos (Mg/Ca y S), de los orgánicos (C orgánico), de la materia orgánica de plantas vasculares (C/N) y del agua dulce (C/S) indican que el *lagoon* adquiere condiciones cada vez más restringidas. Esta tendencia está separada en dos tramos por un evento. En él se observa un incremento de los elementos detríticos silíceos y arcillosos (Cp1, Cp2 y SiO_2) y de los indicadores salinos (Mg/Ca y S) y de la materia orgánica vegetal (C/N). También hay disminución relativa de los valores de C/S

indicativo de una mayor influencia del agua marina. Todo ello parece indicar que hubo uno o varios eventos marinos, tipo tempestitas que alcanzaron el *lagoon*, y que no hemos distinguido en el reconocimiento estratigráfico.

El límite entre la parasecuencias 2 y 3 se marca bruscamente en todos los indicadores geoquímicos puesto que coincide con un cambio neto de facies (Fig. 8.124). La recuperación del tramo de playa del testigo fue muy mala, a causa de la licuefacción que destruyó las estructuras sedimentarias y mezcló parte del testigo. Pero el análisis geoquímico muestra claramente todas las facies de una playa progradante desde las facies de *shoreface* hasta la parte trasera del *backshore*, donde se depositaron las facies palustres. El tramo correspondiente a la playa se caracteriza por el aumento de las variables detríticas (Si/Al y Cp1) y disminución de las variables carbonática y orgánica. La tendencia en la vertical muestra el incremento de la componente siliciclástica hasta el techo del *foreshore* y disminución en el *backshore* hasta la brusca caída que se produce en la facies palustre. A partir de los 8 m se observa el aumento relativo de elementos carbonáticos (Ca y C inorgánico), elementos redox (Fe y S) y arcillosos (Si/Al y Cp1) que señalan la exposición de las facies de playa. La tendencia en el contenido de materia orgánica de plantas vasculares (C/N) de la parasecuencia muestra el incremento de los restos vegetales hacia el techo.

El inicio de la parasecuencia 4 es gradual y la tendencia señala un progresivo aumento de los elementos detríticos (SiO₂, Si/Al y Cp1) y disminución de los elementos asociados a la componente carbonática (Ca, C inorgánico y Cp2; Fig. 8.124). En general, no se observan secuencias menores pero sí se diferencian dos tramos con comportamientos de los elementos y las relaciones químicas dispares. El límite entre ambos se encuentra en la base del depósito de *washover-fan* de mayor granulometría y potencia.

El tramo inferior muestra valores bajos y constantes para los indicadores asociados a minerales detríticos (Si/Al, SiO₂, Cp1 y Cp2), y en progresivo descenso para los elementos asociados a los carbonatos (Ca, C inorgánico y Cp2). También son constantes o en suave ascenso, la relación C/S, que señala aguas de origen marino, y los elementos salinos o áridos Mg/Ca, Na/Al o Mg/Al, que tienen valores bajos y en aumento. Todo el tramo, según la relación de C/N, registra la progresiva disminución de restos orgánicos procedentes de plantas vasculares.

A partir de la base de cantos del nivel interpretado como *washover-fan*, los valores de los indicadores asociados a la componente detrítica (Si/Al, SiO₂, Cp1 y Cp2) aumentan, mientras los elementos químicos carbonáticos permanecen constantes o en ligero descenso en una primera parte y finalmente asciende progresivamente (Ca, Cp2 y C inorgánico). En términos generales, los depósitos de *washover* se distinguen geoquímicamente porque las entradas detríticas coinciden con condiciones relativas de aguas más marinas (C/S) y una menor proporción de plantas vasculares (C/N), pero progresivamente tienden hacia unas condiciones de aguas cada vez más dulces y mayor abundancia de plantas vasculares. Los elementos salinos o áridos Mg/Ca, Na/Al o Mg/Al muestran una tendencia similar, desde bajos valores en la parte inferior de los *washover-fan* e incremento en la vertical, hasta unas condiciones áridas a techo.

En general, la geoquímica confirma la tendencia de la parasecuencia, con un primer tramo retrogradante debido a una transgresión marina seguido por la progradación del sistema de isla-barrera.

La resolución del muestreo geoquímico de las dos últimas parasecuencias es muy baja por su escasa potencia, aun así podemos hacer algunas precisiones.

La base de la parasecuencia 5 viene marcada por la elevación brusca del carbonato (Ca, Cp2 y C inorgánico). Los elementos e indicadores asociados a minerales detríticos presentan valores bajos (Fig. 8.124). La inundación de los humedales y la posterior tendencia hacia la somerización la registran todos los indicadores. La base de la parasecuencia está marcada por un descenso de la relación C/N indicativo del aumento de plantas acuáticas. También hay un aumento de las relaciones salinas (Mg/Al y Na/Al) y disminución de la relación de C/S que señala mayor influencia marina. Hacia el techo la tendencia se invierte gradualmente, sube la relación de C/S, disminuyen las relaciones salinas y aumenta el C orgánico y, según las componentes principales (Cp1, Cp2 y Cp3), también hay un mayor aporte de los siliclásticos.

La última de las parasecuencias presenta un incremento de los elementos detríticos con alto contenido de elementos asociados a las arcillas (Cp1 y Cp2) y una disminución de la cantidad de carbonato (Ca y C inorgánica) aunque no mucho en comparación con los depósitos de la anterior parasecuencia (Fig. 8.124). Estas relaciones indican que el depósito de playa corresponde a las zonas más proximales del *backshore*, en el contacto con la zona lacustre inundada. La tendencia vertical muestra el ascenso paulatino de los elementos asociados al carbonato y a la materia orgánica (Ca, C inorgánico, Cp2 y Cp3) que señalan la sedimentación lacustre, hasta que se cubre por los materiales actuales de duna.

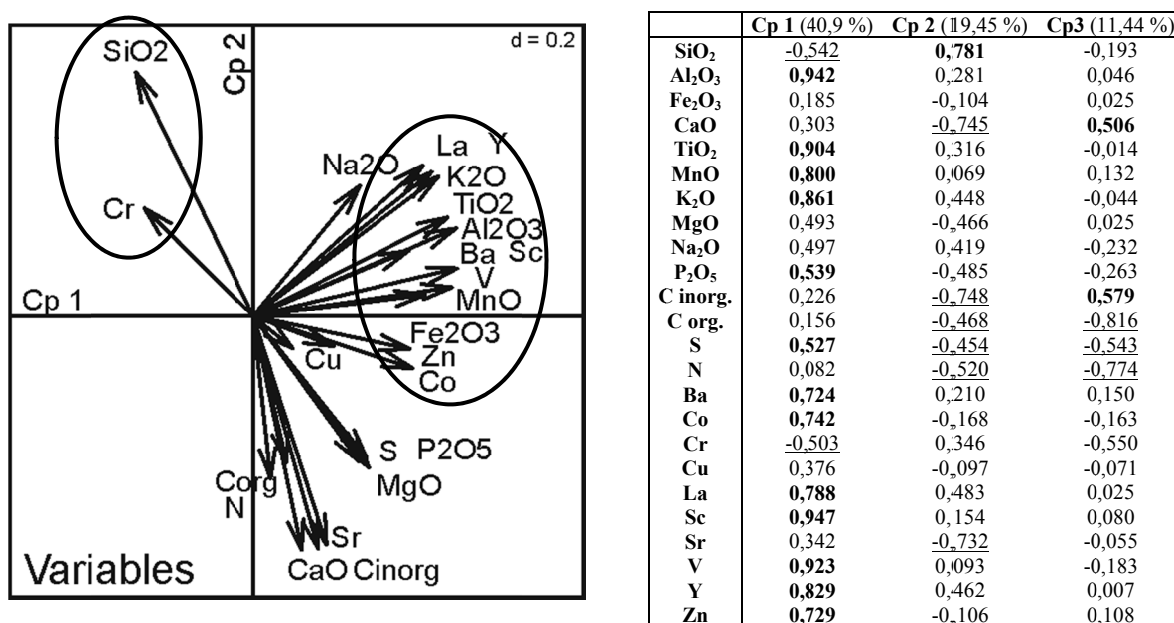


Figura 8.123.- Variables de las componentes principales de los depósitos holocenos del sondeo de Almenara (la Cp1 está compuesta por la relación inversa de las variables argílica contra detrítica; la Cp 2 está formada de la variable detrítica contra carbonática y orgánica; y la Cp 3 está constituida de la relación inversa entre variable orgánica y carbonática) y los valores de los compuestos que constituyen las componentes principales (Cp1, Cp 2 y Cp 3).

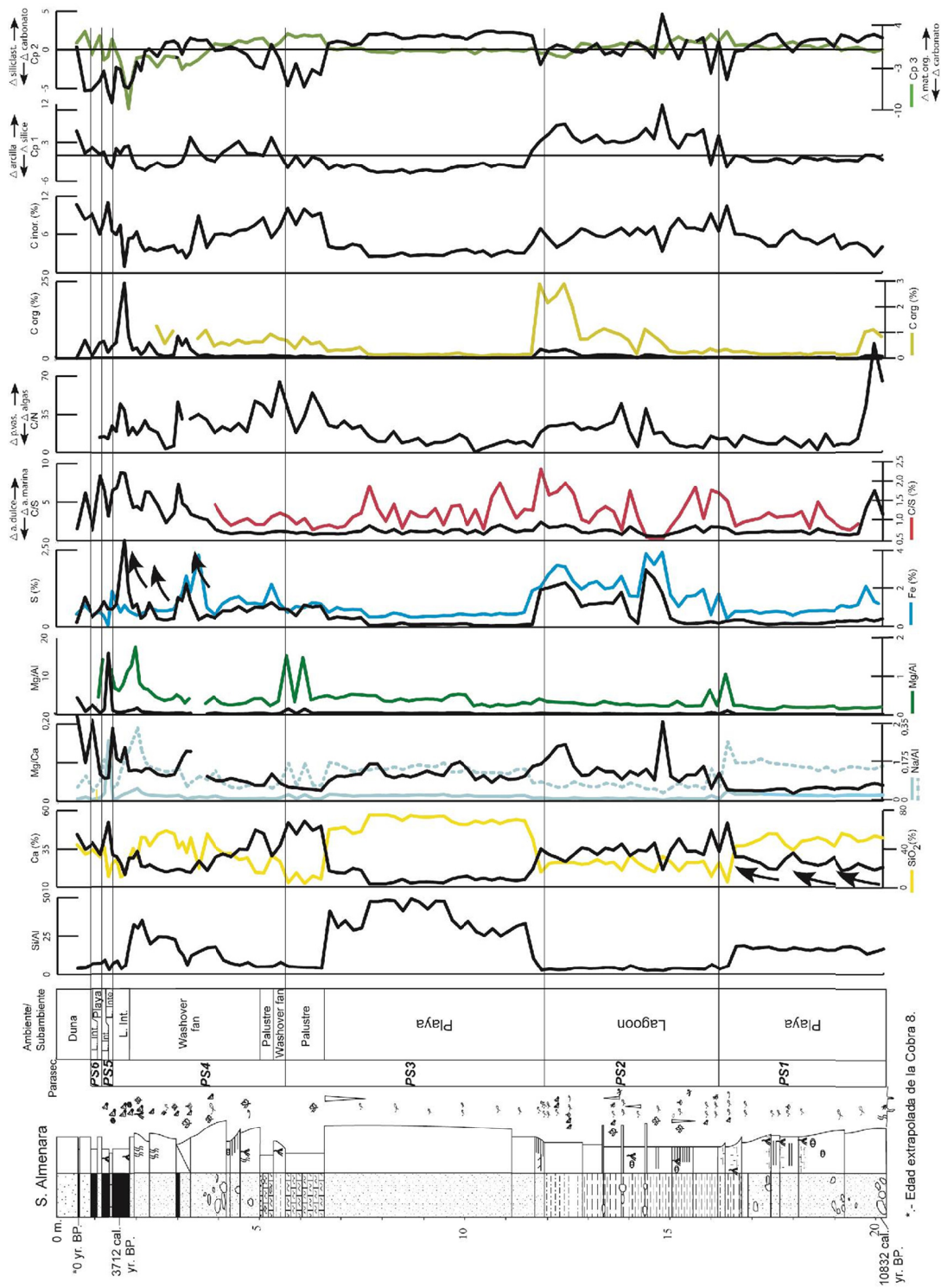


Figura 8.124- Parámetros químicos del sondeo de Almenara y componentes principales. Los valores positivos de Cp1 indican mayor proporción de arcillas, mientras valores negativos indican mayor proporción de sílice. Los valores positivos de Cp2 indican mayor proporción de minerales silicáticos, mientras valores negativos indican mayor proporción de carbonatos. Los valores positivos de Cp3 indican mayor proporción de materia orgánica.

Sondeo de Benicasim

La primera parasecuencia holocena se inicia sobre el *lag* de conchas, por lo que los elementos asociados a minerales carbonatados presentan valores altos (C inorgánico, Ca y Cp1; Fig. 8.125 y 8.126). Sobre el *lag* se depositan los sedimentos de *shoreface* (SiO₂ y Cp1), con escasa fracción de grano fino a la base como muestra la alta relación Si/Al (Fig. 8.126), posiblemente se deba a que estos primeros depósitos corresponden a barras submarinas sin apenas arcillas. A lo largo de la parasecuencia la tendencia geoquímica de los elementos principales es muy homogénea (Cp 1, Fig. 8.125), a excepción de un leve aumento en los indicadores asociados a la variable argílica (Cp2 y Si/Al) y también de la influencia del agua dulce (C/S), debido al incremento en S. Dentro de esta homogeneidad geoquímica y litológica se pueden intuir tres secuencias menores limitadas por picos elevados de los indicadores de carbonato (Ca, C inorgánico y Cp2) y descensos de los siliclásticos (SiO₂, Cp1 y Cp2). La Cp2 indica que las secuencias menores registran el incremento de los valores de los indicadores orgánicos y de aridez respecto a los de carbonato, que se puede interpretar como una tendencia hacia condiciones más someras dentro de la playa.

El límite entre la parasecuencia 1 y 2 se identifica por un cambio brusco en la curva de los elementos detríticos (Fig. 8.126) donde los indicadores asociados a la carga argílica (Si/Al y Cp1) aumentan repentinamente, mientras el silíceo disminuye (SiO₂). La relación C/S señala condiciones de aguas marinas aunque, con respecto a la parasecuencia anterior, los valores se incrementan y terminan la parasecuencia en condiciones de aguas continentales dulces. De la misma manera, a lo largo de la parasecuencia se observa un aumento de los valores de los indicadores de salinidad (Mg/Ca y Na/Al), aunque los mayores se producen en los elementos asociados a las variables carbonáticas y orgánicas (Ca, C inorgánico, Cp 1, Cp2 y Cp 3) en detrimento de la variable arcillosa. La relación C/N indica valores de mezcla de plantas vasculares y algas, no obstante los valores de las arcillas del margen lacustre señalan el dominio de las plantas vasculares. En resumen, la geoquímica apoya la paulatina somerización y desecación del *lagoon*.

La parasecuencia 3 se inicia con un cambio en la tendencia de todos los elementos e indicadores (Fig. 8.126). Estos indican una baja proporción de minerales detríticos y un incremento del carbonato, materia orgánica procedente de plantas vasculares y de agua más dulce. Dentro de estas condiciones se observa en la evolución vertical un ciclo completo de aumento y disminución de carbonato y de plantas acuáticas (Ca, C inorgánico, Cp1 y Cp3, C/N), coincidiendo con una tendencia inversa en los minerales detríticos, la materia orgánica (Cp1, C orgánico, S y Si/Al) y las plantas vasculares (C/N). La relación de C/S muestra un ciclo menor de incremento de agua continental dulce en la base que pasa hacia techo a condiciones donde hay mayor influencia del agua marina. Las relaciones químicas vinculadas con la salinidad (Na/Al, Mg/Al y Mg/Ca) muestran un ciclo de paulatino descenso, coincidiendo con los depósitos de caráceas y posterior aumento.

La parasecuencia 4 se caracteriza por un nuevo cambio de tendencia de los elementos químicos mayores (Fig. 8.126). Los elementos e indicadores muestran una tendencia hacia materiales más carbonatados (CaO, C inorgánico y Cp3) e incremento de las plantas acuáticas (C/N) y de la influencia del agua marina (C/S). Dentro de la parasecuencia se distinguen dos ciclos de depósitos carbonáticos que pasan a más detríticos y orgánicos (C inorgánico, C orgánico, CaO, SiO₂, Cp1 y Si/Al). Estos ciclos también se reconocen en las relaciones C/S y C/N, donde se alternan depósitos en aguas con influencia marina y presencia de plantas acuáticas y en las que predominan las plantas vasculares. De los dos ciclos el primero está mejor representado (flechas; Fig. 8.126) y además muestra valores muy altos de los indicadores de salinidad (Mg/Al y Na/Al).

Las dos últimas parasecuencias muestran valores de los elementos químicos asociados a la componente detrítica cada vez más elevados (SiO_2) y menores de los carbonatados (CaO), (Fig. 8.126). La parasecuencia 5 se reconoce por un aumento relativo de carbonato (Cp1), suave descenso de la relación C/S, indicativo de algo más de influencia del agua marina, y ascenso de la relación C/N, señal de un aumento de plantas vasculares.

La última de las parasecuencias se caracteriza por la sedimentación de una mayor cantidad de siliclásticos que en las parasecuencias lacustres anteriores (Cp1, Si/Al y SiO_2). El contenido de carbonato y materia orgánica (Ca, Mg/Ca, C inorgánico y C orgánico) también es menor. La relación entre la variable detrítica y carbonática (Cp1 y Cp3) muestra en la base un mayor contenido de los elementos carbonáticos mientras que a techo aumenta la variable detrítica (Fig. 8.126).

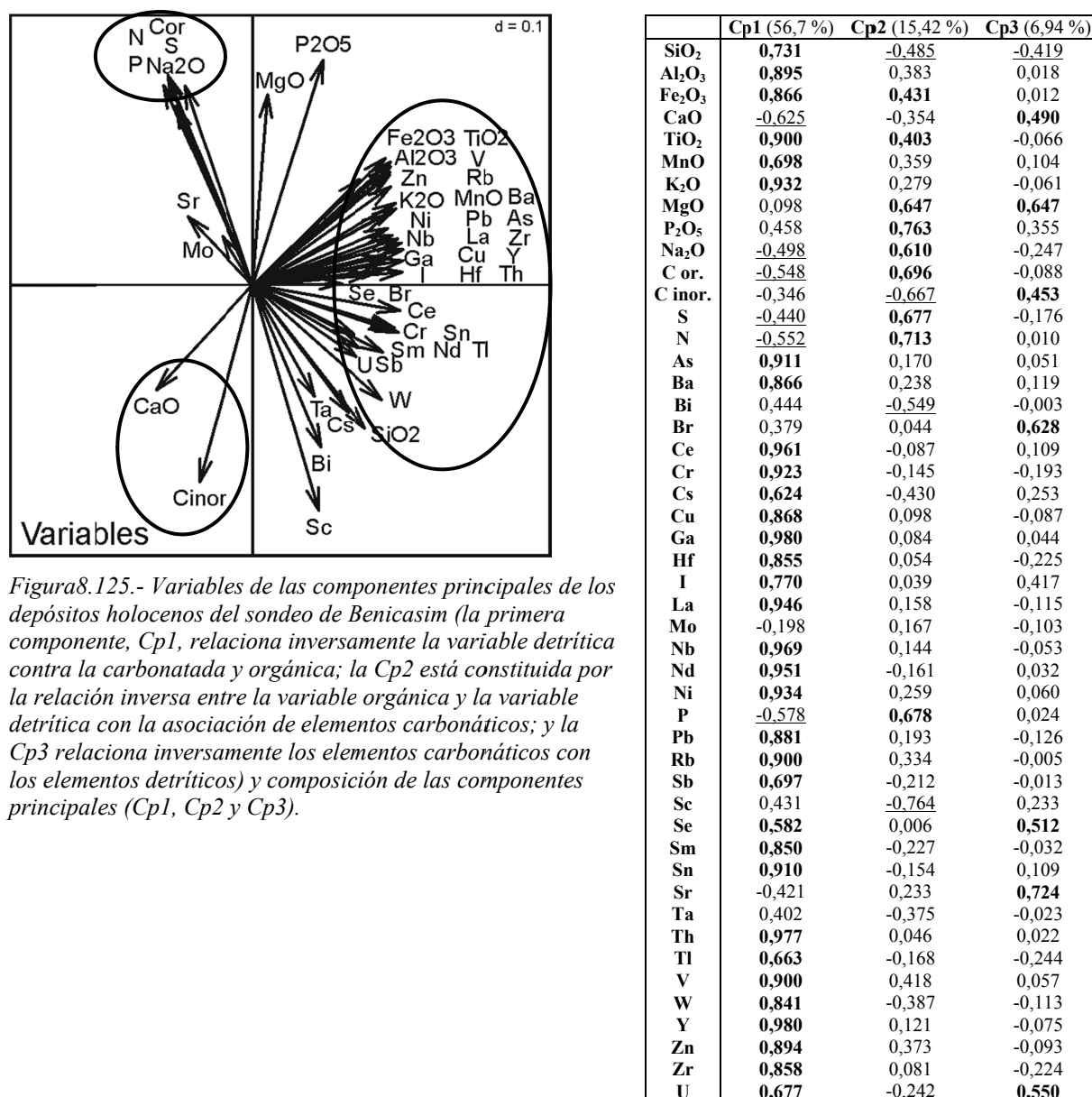
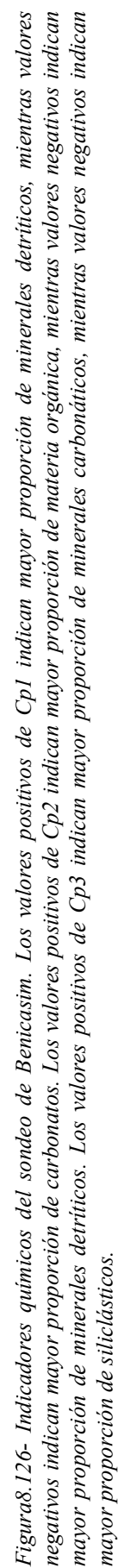


Figura 8.125.- Variables de las componentes principales de los depósitos holocenos del sondeo de Benicasim (la primera componente, Cp1, relaciona inversamente la variable detrítica contra la carbonatada y orgánica; la Cp2 está constituida por la relación inversa entre la variable orgánica y la variable detrítica con la asociación de elementos carbonáticos; y la Cp3 relaciona inversamente los elementos carbonáticos con los elementos detríticos) y composición de las componentes principales (Cp1, Cp2 y Cp3).



Sondeo C3

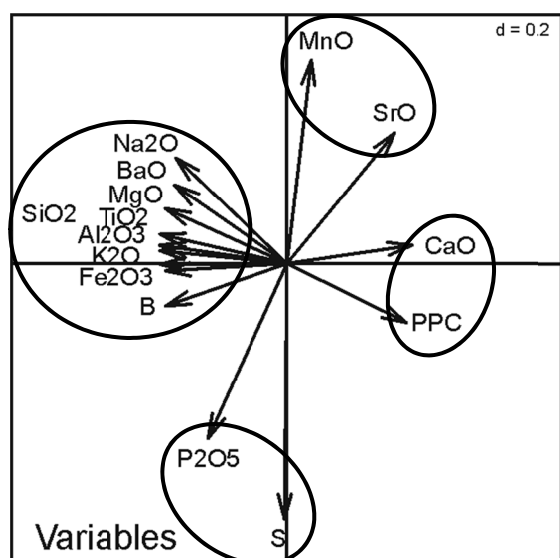
El registro geoquímico del sondeo se extiende desde el techo de la parasecuencia 3 hasta el final de la parasecuencia 6. Los valores positivos de la Cp1, depósitos carbonatados contra siliclásticos (Fig. 8.127), indican que la sedimentación de los depósitos lacustres es principalmente carbonatada hasta el techo de la parasecuencia 6 (Fig. 8.128). Los límites litológicos son netos, al igual que los cambios observados en las curvas geoquímicas, lo que indica cambios bruscos en las condiciones de sedimentación.

La altura relativa de la lámina de agua dentro del humedal se ha establecido por la Cp2 (indica las condiciones de oxigenación de la columna de agua) o por la relación de los elementos redox Mn/Fe, que ya fue utilizada por Schütt (1998) como indicador de la profundidad. Según los parámetros geoquímicos, el final de la parasecuencia 3 se caracteriza por la disminución de la lámina de agua y el aumento de las condiciones reductoras, con lo que se pasa abruptamente de depósitos carbonáticos a orgánicos. La evolución de los indicadores salinos (Mg/Al, Sr/Al y Na/Al) muestra unas condiciones constantes de baja salinidad hasta la mitad superior de las turbas, donde empieza a ascender (Fig. 8.128). La relación C/S se mantiene en valores medios, muy constante, entre sedimentos depositados en condiciones de aguas salobres.

La siguiente parasecuencia se inicia con un mayor desarrollo de depósitos orgánicos (Cp1 y Cp2) y la paulatina inundación del humedal. Los valores de C orgánico e inorgánico señalan la tendencia general de la parasecuencia 4, que tiene una parte inicial de aumento escalonado de carbonato y una segunda parte donde aumenta el contenido de la materia orgánica. Los datos geoquímicos permiten dividir la parasecuencia en tres secuencias menores (Fig. 8.128), marcadas por el aumento de la relación Mn/Fe, de la Cp2 y de las relaciones salinas (Mg/Al, Sr/Al, Na/Al y S/Al) y existe una cuarta secuencia menor donde los valores de salinidad no muestran un pico significativo. Cada una de estas secuencias termina con el aumento relativo de los parámetros detríticos (Cp1) y orgánicos (Cp2 y C orgánico) y la disminución de los elementos salinos. La relación C/S parece indicar la posible influencia de agua marina coincidiendo con la mayor concentración de carbonato y elementos salinos, que se produjeron en los momento de mayor profundidad del lago (Fig. 8.128).

La parasecuencia 5 se caracteriza por un nuevo incremento de los parámetros indicativos de la profundidad del lago (Cp1, Cp2 y Mn/Fe), (Fig. 8.128). La evolución de estos parámetros revela tres secuencias menores de profundización, mientras los elementos salinos (Mg/Al, Sr/Al y Na/Al) señalan un ascenso continuado de la salinidad hasta la segunda secuencia. La relación C/S muestra una mayor influencia del agua marina coincidiendo con el pico de los indicadores salinos y de los carbonatos. Tras la segunda secuencia menor, hay un aumento de la variabilidad de los elementos relacionado con el de los indicadores siliclásticos (Si/Al, Al₂O₃ y Cp1) y, aunque la última de las secuencias menores presenta un incremento de los parámetros asociados a la profundidad de la lámina de agua (Cp1, Cp2 y Mn/Fe), no se observa que aumente la salinidad. La parasecuencia acaba con un notable aumento en el valor de los elementos detríticos (Fig. 8.128).

Los valores de Cp1, Al₂O₃, C orgánico e inorgánico y CaO indican que la última parasecuencia es más rica en elementos detríticos. Aun así, se inicia con un aumento progresivo de las variables carbonatadas y salinas, y disminución de los parámetros detríticos, de forma, que la máxima inundación del lago coincide con un incremento de la salinidad. También coincide con valores bajos de C/S, por lo que la sedimentación está más influenciada por el agua marina (Fig. 8.128). El tramo final se caracteriza por el aumento de los elementos químicos asociados a la variable detrítica (Al, Cp1 y Cp2). Este incremento se produce alternando en pequeñas secuencias (Cp1).



	Cp 1(74,32 %)	Cp 2 (13,12 %)
SiO ₂	-0,994	0,060
Al ₂ O ₃	-0,992	0,096
Fe ₂ O ₃	-0,949	-0,024
CaO	0,982	0,060
MgO	-0,951	0,182
Na ₂ O	-0,869	0,348
K ₂ O	-0,989	-0,003
TiO ₂	-0,992	0,042
MnO	0,190	0,670
P ₂ O ₅	-0,618	-0,576
SrO	0,846	0,432
BaO	-0,879	0,259
PPC	0,938	-0,194
B	-0,948	-0,140
S	-0,019	-0,839

Figura8.127.- Variables de las componentes principales de los depósitos holocenos del sondeo C3 y composición de las componentes principales (Cp1 y Cp2).

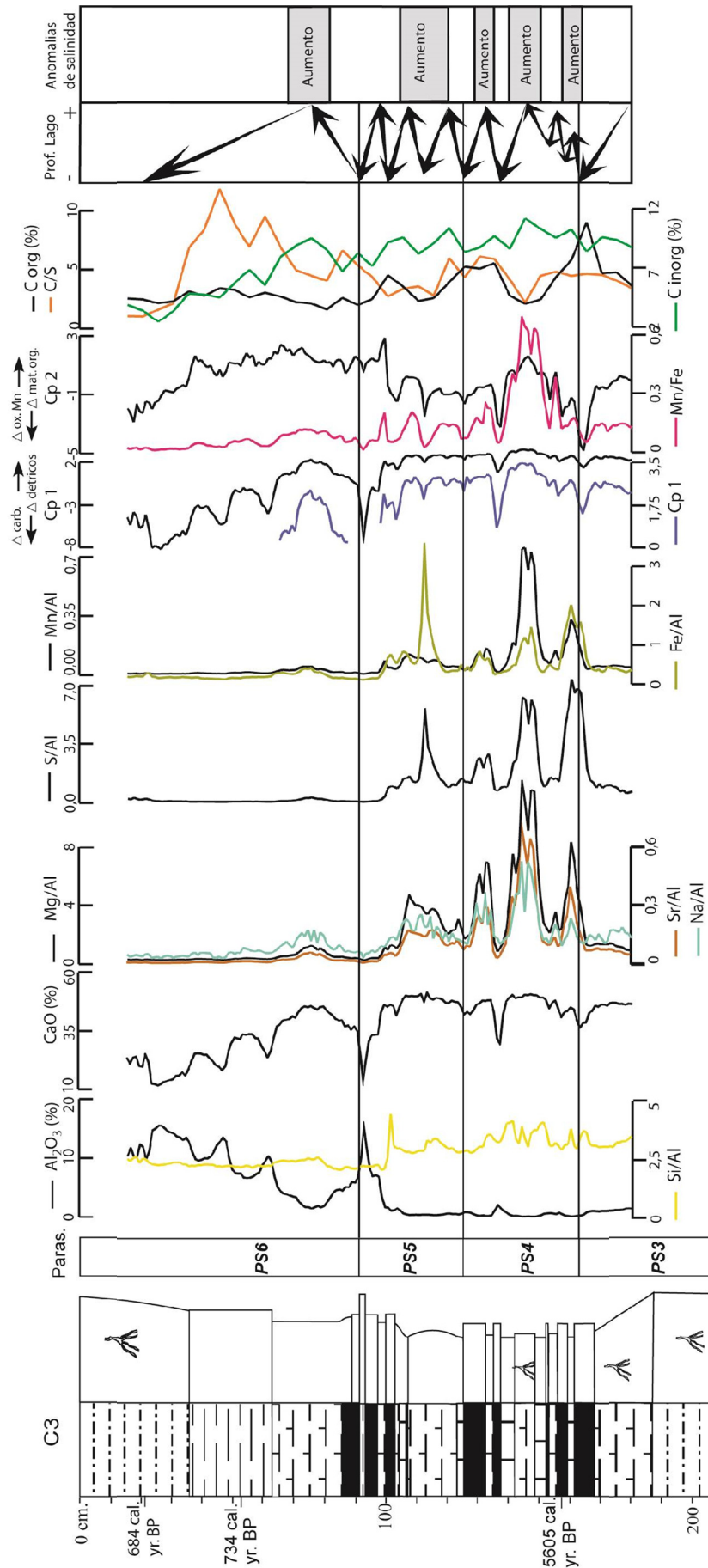


Figura 8.128- Parámetros químicos del sondeo C3. Los valores positivos de $Cp1$ indican mayor proporción de carbonatados, mientras valores negativos indican mayor proporción de minerales detríticos. Los valores positivos de $Cp2$ indican mayor proporción de óxidos de Mn, mientras valores negativos indican mayor proporción de materia orgánica.

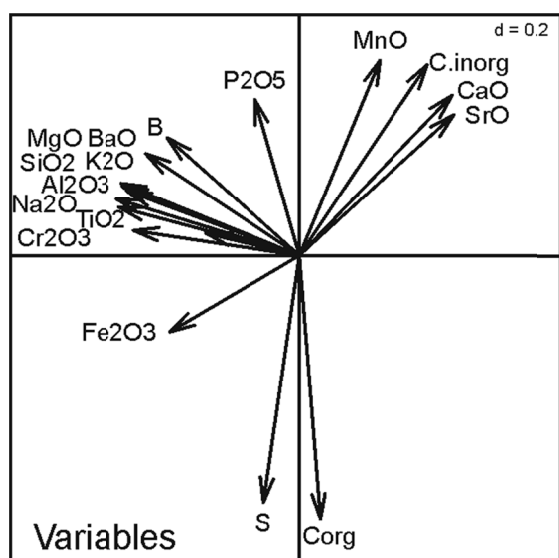
Sondeo C7

El análisis geoquímico de la parte superior del sondeo C7 se extiende desde el final de la parasecuencia 4 hasta el final de la parasecuencia 6. La composición litológica es esencialmente turbosa con poca diversidad de facies, lo que hizo muy difícil distinguir las parasecuencias, pero por el contrario presenta una gran variedad geoquímica, que permite reconstruir con fiabilidad la sedimentación (Figs. 8.129 y 8.130). Los cambios geoquímicos muestran que los límites de las facies son difusos y graduales, es decir los cambios en la sedimentación fueron progresivos y en muchos casos, se distinguen mal a simple vista por la alta proporción de materia orgánica.

La geoquímica del techo de la parasecuencia 4 muestra el aumento de los elementos químicos asociados a minerales detríticos dentro de la turba (Fig. 8.130). La Cp1 distingue entre depósitos siliciclásticos y carbonáticos y unido al incremento de Al_2O_3 y el descenso de Si/Al indican un aumento de filosilicatos (Fig. 8.129) que coincide con una disminución del C orgánico e inorgánico. Además esta tendencia concuerda con un descenso de las relaciones asociadas a la salinidad (Mg/Al, Sr/Al y Na/Al). Todo ello parece indicar que las turbas en la vertical evolucionan hacia procedencias más litorales, aunque no se llegue a colmar el lago (Fig. 8.130).

El límite con la parasecuencia 5 viene marcado por un cambio brusco en las relaciones químicas, principalmente por el aumento de la componente carbonática (Cp1, C inorgánico), y de las relaciones salinas (Sr/Al, Mg/Al y S/Al) y las variables asociadas a las condiciones de oxigenación de la lámina de agua (Mn/Fe), (Fig. 8.130). La parasecuencia se puede subdividir en dos secuencias geoquímicas menores con límites difusos, con valores altos de los elementos carbonáticos y salinos en la base, y de los indicadores siliciclásticos en el techo (Si/Al o Cp1) al mismo tiempo que disminuyen los salinos. La más moderna de las secuencias se caracteriza por valores más altos de los elementos detríticos (Al y Cp1) y más bajos de los indicadores de salinidad, por lo que, en conjunto, la parasecuencia muestra un paso progresivo desde los elementos más carbonáticos a los detríticos. En resumen, la tendencia es hacia la colmatación del humedal. La relación de C/S tiene valores equivalentes a aguas salobres, con pequeñas variaciones que dependen de los cambios en el contenido de materia orgánica.

La parasecuencia 6 se distingue por un nuevo incremento de los elementos asociados a la variable carbonatada y de las relaciones de salinidad (Sr/Al, Mg/Al y S/Al) con cambios graduales y suaves (Fig. 8.130). La tendencia de la curva de las variables detrítica y carbonatada (Cp1, CaO y Al_2O_3) muestra dos secuencias menores que se inician con sedimentos relativamente ricos en carbonato, de condiciones más profundas dentro del lago (Cp2 y Fe/Mn), y pasan progresivamente a depósitos detríticos de margen del lago. Los periodos de mayor profundidad del lago coincide con el ascenso de las relaciones salinas (Sr/Al, Na/Al, Mg/Al y S/Al) y de los elementos redóx (Mn/Fe y Cp2). Llegado a un pico máximo de elementos detríticos, nuevamente los valores descienden hacia depósitos más carbonáticos, margas situadas una profundidad entre 121-140cm, antes de la presencia de un depósito de relleno artificial.



	Cp 1 (53,82 %)	Cp 2 (22,78 %)
SiO ₂	-0,935	0,238
Al ₂ O ₃	-0,968	0,195
Fe ₂ O ₃	-0,685	-0,264
CaO	0,810	0,553
MgO	-0,942	0,249
Na ₂ O	-0,876	0,086
K ₂ O	-0,913	0,224
Cr ₂ O ₃	-0,496	0,076
TiO ₂	-0,954	0,167
MnO	0,429	0,674
P ₂ O ₅	-0,236	0,538
SrO	0,818	0,486
BaO	-0,813	0,352
S	-0,190	-0,851
B	-0,699	0,407
C. inorg	0,678	0,659
C. org	0,112	-0,907

Figura 8.129.- Variables de las componentes principales de los depósitos holocenos de la C 7 y composición de las componentes principales (Cp1, y Cp 2).

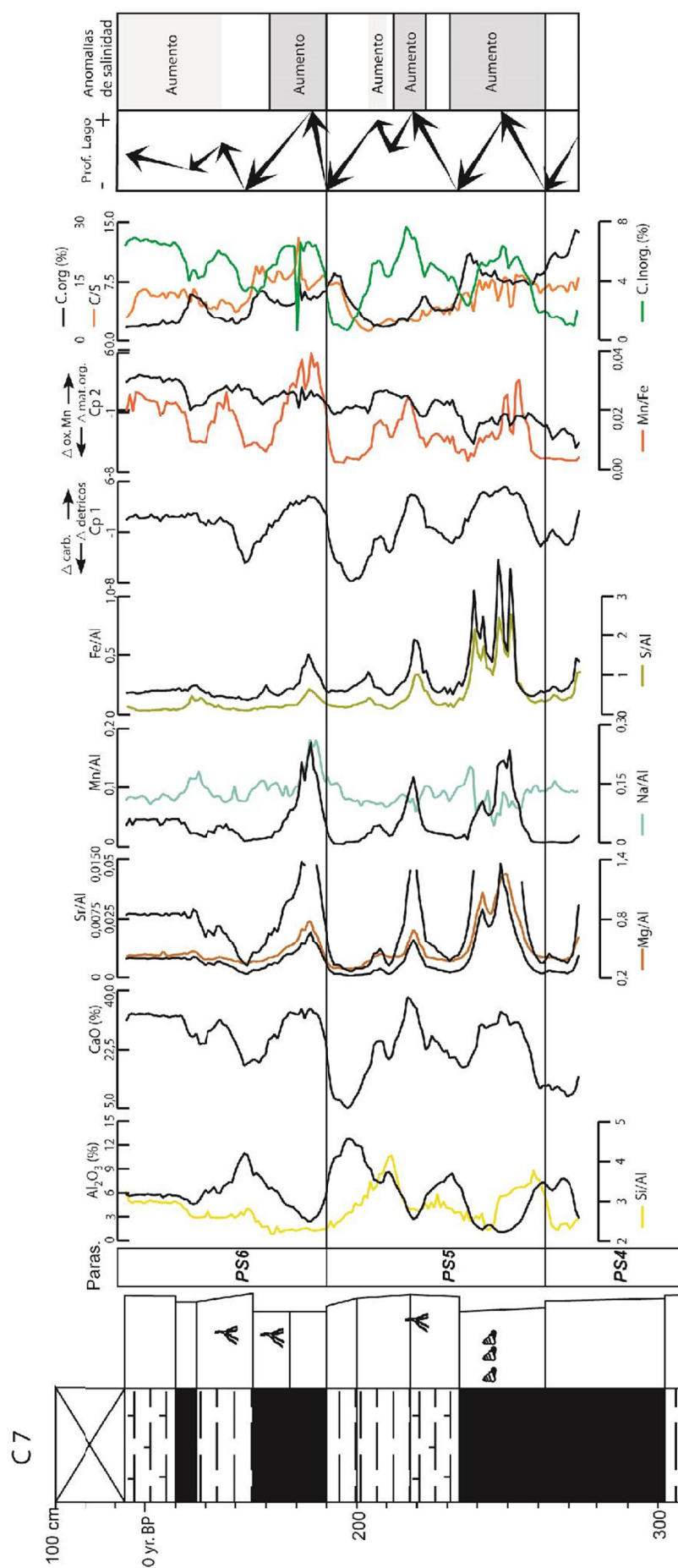


Figura. 8.130.- Parámetros químicos del sondeo C7. Los valores positivos de Cp1 indican mayor proporción de carbonatos, mientras valores negativos indican mayor proporción de minerales detríticos. Los valores positivos de Cp2 indican mayor proporción de óxidos de Mn, mientras valores negativos indican mayor proporción de materia orgánica.

Sondeo C10

Las muestras sobre las que se ha efectuado el análisis geoquímico del sondeo cubren desde la base de la parasecuencia 5 hasta la superficie actual. Los valores negativos de la Cp1 y los valores altos de CaO (Fig. 8.131) indican que la sedimentación a lo largo de los depósitos lacustres es principalmente carbonatada hasta el techo de la parasecuencia 6.

En la parasecuencia 5 los valores de los parámetros químicos son muy variables pero pueden separarse dos secuencias menores formadas por un tramo basal más rico en elementos químicos asociados a carbonatos (CaO, Cp1 y Cp2) y uno superior más detrítico y orgánogeno (Cp1 y Cp2), (Fig. 8.132). La parte más carbonática corresponde a condiciones de mayor oxigenación de la lámina de agua (Fe/Mn y Cp2), además de tener valores más altos de los indicadores salinos (Sr/Al, Mg/Al, Na/Al y S/Al). La secuencia superior presenta mayor proporción de sedimentos de borde que la inferior, por lo que la parasecuencia tiene una tendencia general hacia la colmatación del humedal.

El límite con la parasecuencia 6 no es claro pues se produce dentro de un nivel de turbas. Se reconoce un incremento paulatino de carbonato y un descenso de los componentes detríticos (CaO, Al₂O₃ y Cp1), (Fig. 8.132). Además coincide con el aumento progresivo de las condiciones de oxigenación (Cp2 y Fe/Mn) e incremento de las variables asociadas a la salinidad (Sr/Al, Mg/Al, Na/Al y S/Al). A partir del máximo de profundidad del lago las curvas muestran nuevamente el aumento progresivo de las variables detríticas en detrimento de los elementos asociados al carbonato y a la salinidad, y la parasecuencia finaliza con sedimentos de las partes distales de los abanicos aluviales.

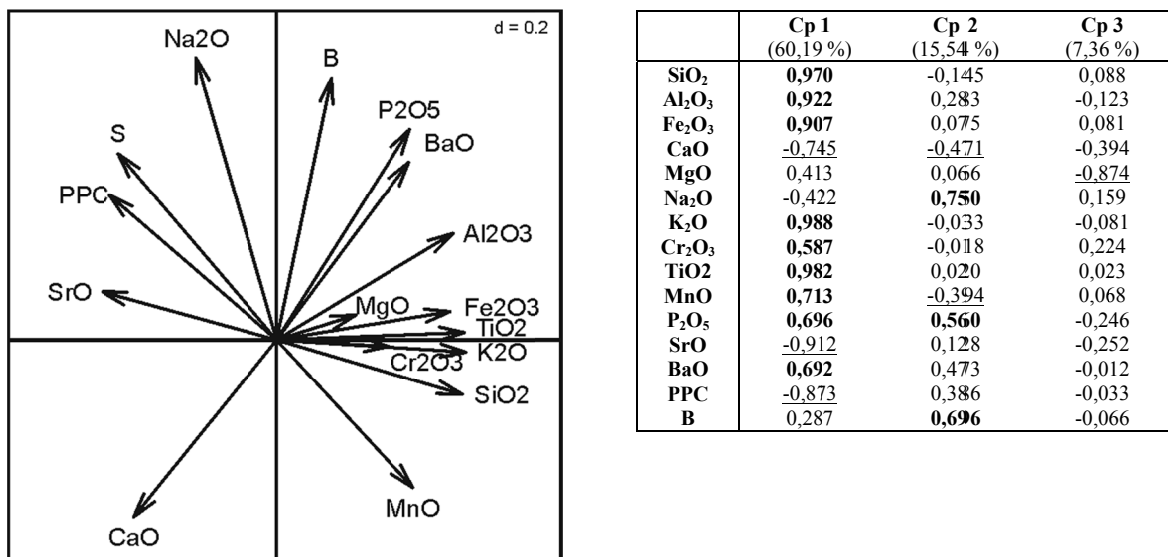


Figura 8.131.- Variables de las componentes principales de los depósitos holocenos de la C10 (la Cp1 señala la diferencia entre los sedimentos siliclásticos, valores positivos, de los carbonáticos, valores negativos; la Cp2 representa las condiciones de mayor o menor oxigenación, los valores negativos indican mayor oxigenación y mayor lámina de agua; y los valores negativos de Cp3 representan la concentración de Mg) y la composición de las componentes principales (Cp1, Cp2 y Cp3).

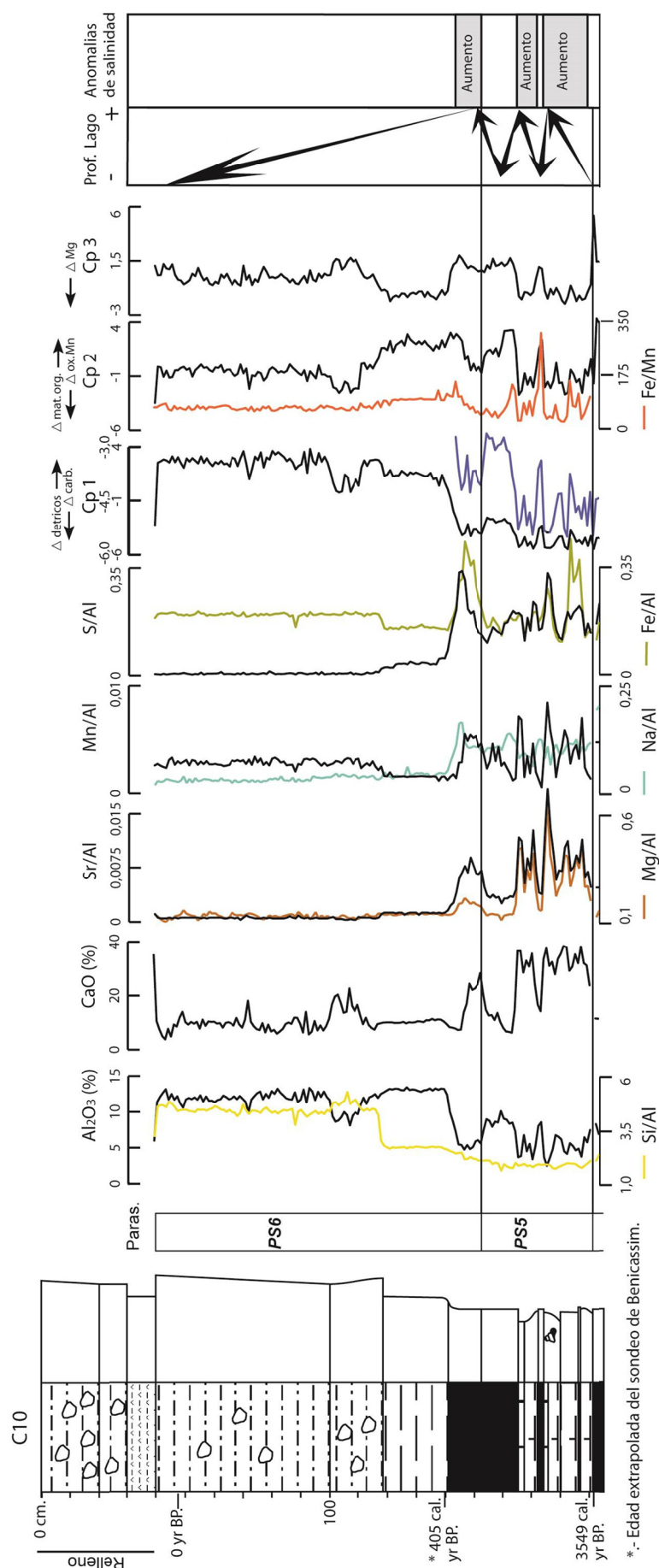


Figura 8.132.- Parámetros químicos del sondeo C10. Los valores positivos de Cp1 indican mayor proporción de minerales de origen detrítico, mientras valores negativos indican mayor proporción de minerales carbonáticos. Los valores positivos de Cp2 indican mayor proporción de materia orgánica, mientras valores negativos indican mayor proporción de óxidos de Mn. Los valores más negativos de Cp3 representan mayor concentración de Mg

8.4.2. Reconstrucción y Evolución Paleogeográfica

8.4.2.1. Parasecuencia 1 (entre 11.000 y 9.000 a cal BP)

En términos globales el nivel del mar durante el Último Máximo Glacial (19.000 ± 250 a cal BP) se situaba a unos -120 m del nivel actual (Yokohama *et al.*, 2000) y desde entonces fue ascendiendo paulatinamente con la consiguiente inundación de áreas costeras cada vez más interiores. En el litoral de Castellón, durante el primer periodo del ascenso, entre los 19.000 y 11.000 años, no ha quedado registrado ningún depósito de dicho ascenso, sino que existe un paleorrelieve que es el resultado de la paleotopografía dejada por los abanicos aluviales pleistocenos, el encajamiento de los ríos sobre los abanicos y la actividad de la tectónica local. En síntesis, los depósitos holocenos se disponen sobre una paleotopografía irregular con valles y altos. A partir de los 11.000 años el nivel relativo del mar se estabilizó y comenzó la sedimentación de la primera de las parasecuencias.

En los valles, donde hay ríos con grandes cuencas de drenaje (Mijares, Palancia y Veo), la influencia fluvial es mayor que la marina y se produjo la sedimentación de depósitos fluviales (Houbert *et al.*, 2011; Mediato *et al.*, 2015), mientras en los valles sin ríos importantes, la transgresión marina inundó estos valles y se sedimentaron depósitos litorales marinos. Está transgresión dio como resultado una línea de costa ligeramente sinuosa (Fig. 8.133), con pequeños golfos en las zonas de Almenara y Benicasim, donde el mar alcanzó áreas más occidentales que en la actualidad.

En las zonas continentales, entre los relieves dejados por los abanicos aluviales pleistocenos y los valles incididos, se comienzan a depositar los mantos de arroyada, provenientes de los pequeños cauces estacionales (Fig. 8.133).

Tras la inundación de los valles por el mar, la evolución natural de la línea de costa es avanzar hacia el Este siguiendo la progradación de los sistemas litorales por el descenso en la tasa de ascenso del nivel del mar. Dicha tendencia se produce de forma escalonada reconociéndose hasta cuatro pequeñas variaciones debidas a fluctuaciones menores en el nivel relativo del mar. La línea de costa no llega a superar la situación de los sondeos de Almenara y Benicasim.

La mayor potencia de la parasecuencia en el sondeo de Benicasim (Fig. 8.133) indica un proceso de subsidencia tectónica que se debió de producir durante el final del Pleistoceno e inicio del Holoceno en la zona Norte del área de estudio, asociado a las fallas normales de orientación catalánide, OSO – ENE.

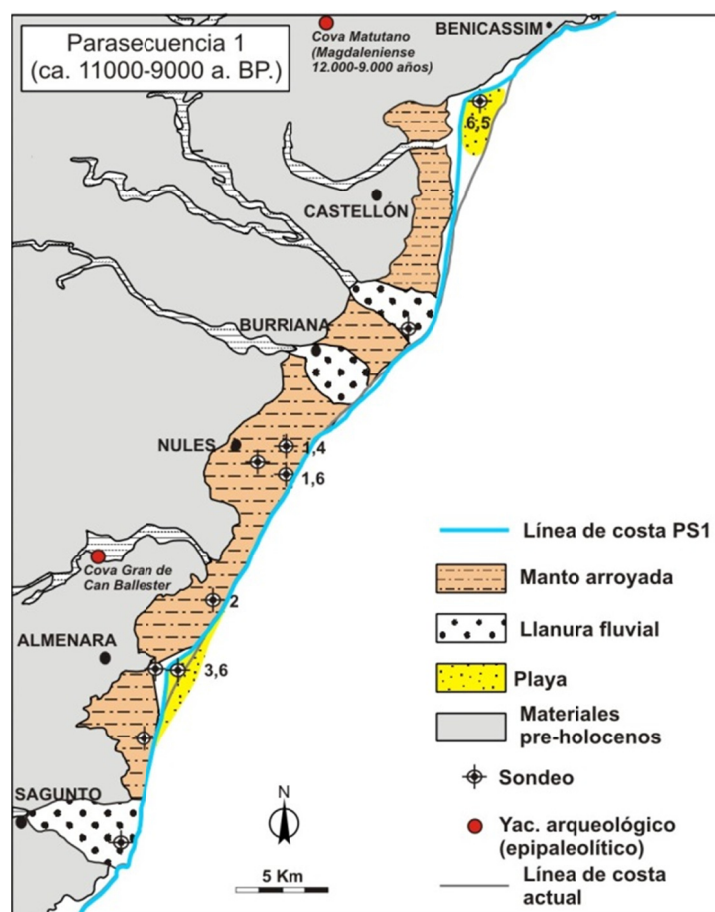


Figura 8.133.- Paleogeografía para el inicio de la sedimentación de la parasecuencia 1. Están representados los espesores de la parasecuencia en los sondeos que se reconocen base y techo de ésta.

Durante este periodo las temperaturas a escala global ascendieron aunque en la Península Ibérica las condiciones son lo suficientemente frías como para que los asentamientos humanos estén situados en cuevas (Font Tullot, 1988). Así, próximos al área de estudio, en los materiales mesozoicos, se ubican los asentamientos más importantes, Cova Gran de Can Ballester (Vall d'Uxo) y Cova Matutano (Viláfames), (Martí y Cabanilles, 1997). En los registros marinos (Cacho *et al.*, 2001; Martrat *et al.*, 2004) se indica que las máximas temperaturas de las aguas superficiales se alcanzan durante este periodo y en general, todos los registros, muestran un incremento de las condiciones de humedad aunque no están de acuerdo en el inicio de dicho aumento (CLIVAR, 2010).

8.4.2.2. Parasecuencia 2 (entre 9.000 y 7.400 a cal BP)

La parasecuencia 2 se inició con una nueva subida del nivel del mar. La elevación del mar produjo la inundación de los valles que no fueron totalmente rellenados durante la parasecuencia anterior o donde por subsidencia se generaron pequeñas cuencas (Fig. 8.134). En el caso de los valles incididos por los ríos, se mantuvo la sedimentación fluvial, puesto que el ascenso del nivel del mar fue compensado por los aportes fluviales.

Durante el periodo de máxima inundación (en torno a los 8.000 a cal BP) la línea de costa recuperó una morfología sinuosa debido a la invasión del mar en las zonas de Almenara y Benicassim, donde debido a la escasa pendiente de la cuenca y a la morfología de la costa se formaron pequeños *lagoons* abiertos que progresivamente se fueron cerrándose de la influencia marina (Fig. 8.134).

En las zonas continentales más bajas, el ascenso del nivel del mar llevó asociado la elevación de los niveles freáticos de forma que, al Sur de Almenara, se comenzó a formar un primer humedal, que debió estar separado del mar por un cordón litoral, del que no tenemos registro, o puede ser el que señalaron Sanjaume *et al.* (1991) aunque con una edad mucho más joven. Entre el humedal y los relieves aluviales pleistocenos los eventos de inundación fluvial van dejando mantos de arroyada.

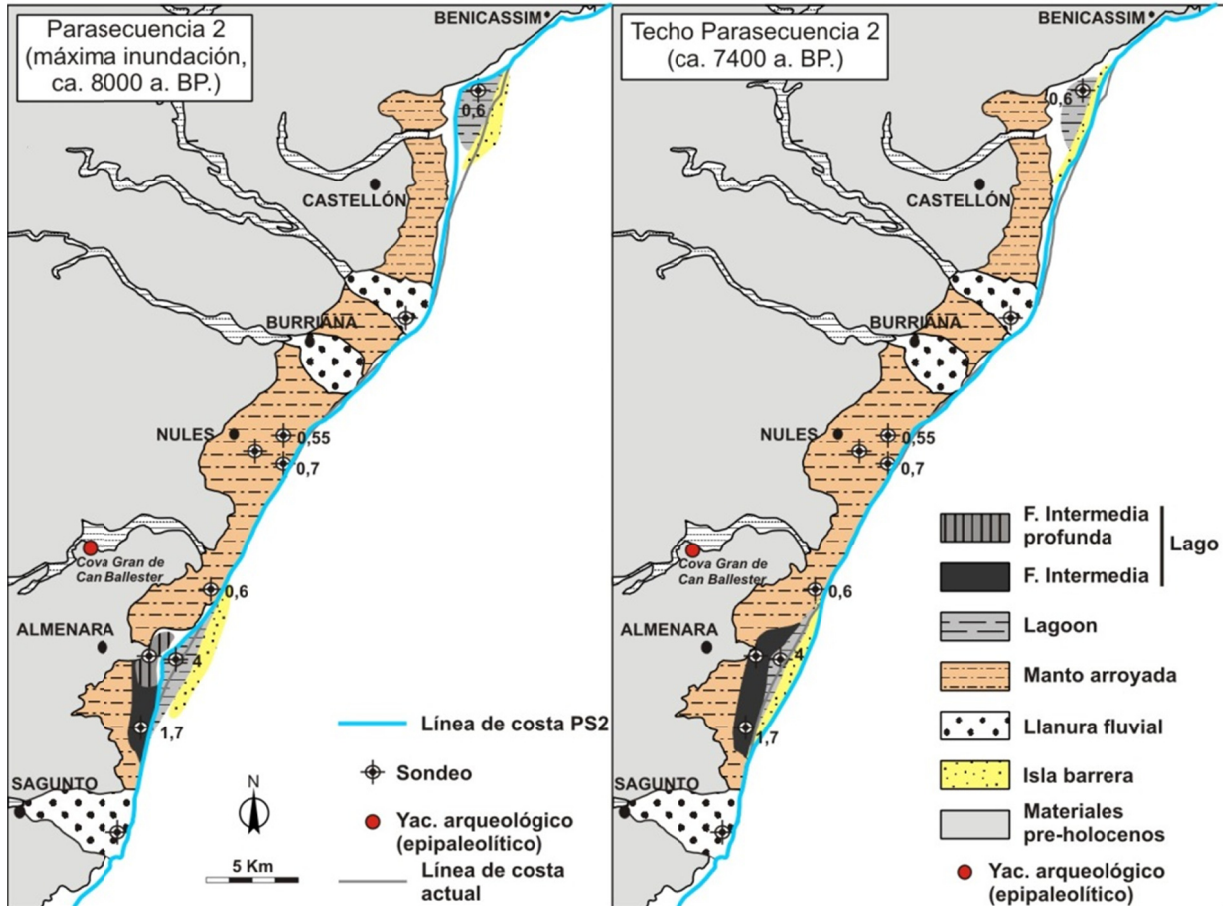


Figura 8.134.- Paleogeografía para el momento de máxima inundación y el final de la sedimentación de la parasecuencia 2. Están representados los espesores de la parasecuencia en los sondeos donde se alcanzan base y techo de ésta.

La estabilización o descenso en la tasa de ascenso del nivel del mar después del máximo transgresivo dió lugar a que los aportes terrígenos que transportaban las corrientes de deriva cerraran los complejos de flecha litoral, de forma que los ambientes de *lagoon* se restringieron y casi llegaron a colmatarse. Únicamente recibe aportes marinos esporádicos durante los temporales. La línea de costa migró hacia áreas más orientales, adoptando una morfología mucho más rectilínea y el humedal al Sur de Almenara se estabilizó y perdió profundidad, pero sin llegar a colmatarse.

La diferencia de espesor entre los materiales de *lagoon* de Almenara sugiere subsidencia en la zona de Almenara (Fig. 8.134).

Al igual que en la parasecuencia 1 las condiciones climáticas no permitían habitar a los humanos lejos de sus refugios rocosos como la de Cova Gran de Can Ballester (Vall d'Uxo), (Martí y Cabanilles, 1997).

8.4.2.3. Parasecuencia 3 (entre 7.400 y 5.800 a cal BP)

A partir de los 7.400 a cal. BP se registra un nuevo ascenso del nivel del mar que alcanza su máximo transgresivo aproximadamente 7.000 a cal BP. Esta transgresión es muy evidente en la base de la parasecuencia 3 del sondeo de Almenara donde se depositaron las facies marinas más profundas de todo el registro (Fig. 8.135). La mayor potencia de la parasecuencia en este sondeo indica que en torno al marjal de Almenara se generó mucho espacio de acomodación posiblemente por subsidencia, que discutiremos en el siguiente capítulo. En cambio en torno al sondeo de Benicasim, el antiguo relieve se encontraba relleno por las parasecuencias anteriores y había un cordón litoral en el borde oriental que no permitió la invasión marina de las áreas occidentales, y lo que se desarrolló es una amplia zona lacustre favorecida por los niveles freáticos altos como consecuencia del ascenso del nivel del mar.

El ascenso del nivel freático inundó las zonas más bajas de las llanuras costeras y se formaron las tres zonas lacustres (Almenara, Nules y Benicasim), que llegaron a su mayor extensión y zonación durante el máximo relativo nivel del mar (Fig. 8.135).

Los depósitos fluviales a partir de este máximo transgresivo presentan en conjunto una tendencia ligeramente retrogradante, posiblemente por una disminución progresiva de los aportes sedimentarios.

La morfología de la línea de costa durante este periodo es muy similar a la actual salvo en Almenara, donde habrá un pequeño golfo, y en la zona meridional de Castellón donde se ubicaría unos cientos de metros más al Oeste que la actual (Fig. 8.135). La progradación de la playa tras la estabilización del nivel del mar propició el desplazamiento de línea de costa hacia el Este. Por ello al final de la parasecuencia, en torno a los 5.800 a cal BP la línea de costa adquirió una morfología muy similar a la actual. En los humedales, la estabilización de los niveles freáticos respondiendo al comportamiento del nivel del mar favoreció que las lagunas fueran colmatándose, de forma que, hacia el final de la parasecuencia, los depósitos lacustres eran más someros y la franja palustre aumentó en toda la zona, aunque no llegaron a colmatarse antes de que se produjera el ascenso del nivel relativo del mar que condujo al depósito de la parasecuencia 4 (Fig. 8.135).

A partir de los 6.500 a. BP, prácticamente coincidiendo con el máximo transgresivo, se produjeron los primeros asentamientos humanos en las zonas bajas de las llanuras costeras: yacimiento del Estany Gran de Almenara, situado aproximadamente de 9 m de profundidad sobre el actual Marjal de Almenara (Gusi *et al.*, 1983; Martí y Cabanilles, 1997; Cabanilles y Martí, 2002) y el Abric del Assud o Assut d'Almassora con restos de peces y conchero de fauna marina y continental (Gusi, 1978), (Fig. 8.135). Este último yacimiento indica unas condiciones estables para la pesca en la llanura fluvial del río Mijares, cuyo cauce debía ser más ancho y con caudales más uniformes.

Esta primera implantación de los asentamientos humanos en las llanuras costeras sugiere unas condiciones climáticas más benignas que les permitieron habitar fuera de las cuevas, donde se estaban instalados hasta este momento (Olària, 1994; Olària y Gusi, 1999). Además el análisis geoquímico señala que las aguas freáticas de los humedales fueron de carácter predominantemente dulces, por lo que las precipitaciones que nutrieron a los acuíferos mesozoico y plio-pleistoceno debieron ser más abundantes, lo que indicaría un periodo más húmedo.

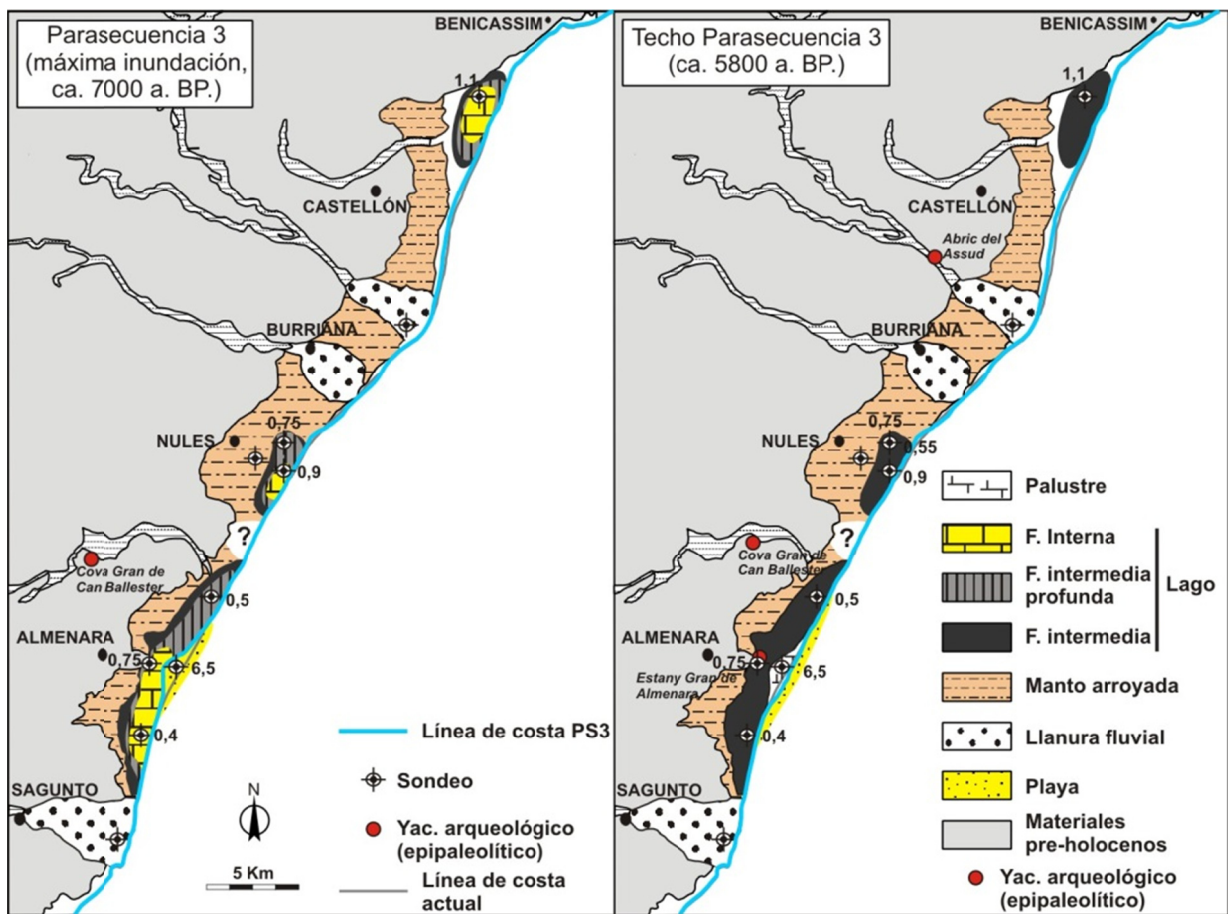


Figura 8.135.- Paleogeografía para el momento de máxima inundación y el final de la sedimentación de la parasecuencia 3. Están representados los espesores de la parasecuencia en los sondeos que se reconocen base y techo de ésta.

8.4.2.4. Parasecuencia 4 (entre 5.800 y 3.600 a cal BP)

La nueva elevación del nivel del mar es escalonada, con al menos una fluctuación menor antes de su máxima elevación que se produjo aproximadamente a los 5.000 a cal BP. La primera secuencia, de escasa potencia en todos los sondeos y está marcada por una rápida elevación del nivel del mar que propició la llegada de *washover-fan* a los humedales costeros, se data alrededor de los 5.700 a cal BP. Durante el nivel del mar más alto se alcanzó la máxima extensión de los ambientes lacustres coincidiendo con la mayor invasión de los *washover-fan* en la parte meridional del humedal de Almenara (Fig. 8.136).

La línea de costa mantiene una configuración rectilínea muy similar a la actual aunque una centena de metros más al Oeste de la posición actual, con un máximo en Castellón (sondeo C6) donde alcanza la posición más occidental, teniendo en cuenta que en la base de la parasecuencia en este sondeo se detectan sedimentos de playa (Fig. 8.136). A partir de los 5.000 a cal BP el nivel del mar se estabilizó y se produjo la progradación de los sistemas litorales, y la regresión marina llevó a la migración hacia el Este de la costa hasta unas posiciones próximas a las actuales. Las cuencas lacustres se fueron rellenando paulatinamente por depósitos palustres y de borde de lago, y finalmente, en la zona de Nules, por mantos de arroyada que prácticamente colmataron el humedal (Fig. 8.136). La colmatación fue progresiva y se observa una última secuencia menor en la que se registra una

nueva elevación de los niveles freáticos hacia los 4.200 a cal BP, cuando, en muchos casos, se desarrollan amplias praderas de caráceas. En este caso, la actividad de los *washover-fan* queda limitada a la zona del sondeo de Almenara.

Como en la parasecuencia 3 el mayor depocentro se localizó en torno al sondeo de Almenara, con espesores de 4 m, donde se depositaron los *washover-fan* más potentes, mientras que en los demás sondeos el espesor de la parasecuencia no supera el metro.

Los datos geoquímicos indican que el periodo entre los 6000 y los 4100 a cal BP es muy variable en los aportes de agua dulce a los humedales y alternan fases áridas, en las que aumenta la salinidad, y fases húmedas, en las que se reduce el aporte de agua dulce de los acuíferos mesozoicos y plio-cuaternarios. Se han reconocido tres episodios áridos entre los 6.000 – 5.600 a cal BP, 5.300 – 4.700 a cal BP y 4.500 – 4.100 a cal BP, que coinciden con pulsos de ascenso del nivel del mar.

La estabilización de las condiciones climáticas y de la posición de la línea de costa favoreció de los asentamientos humanos a lo largo de las llanuras costeras. Los yacimientos corresponden a los periodos neolíticos, eneolítico y bronce. Principalmente, se sitúan en el contacto entre los depósitos holocenos y pleistocenos donde estaban al resguardo de la sedimentación continental holocena (Fig. 8.136). Son especialmente abundantes los yacimientos del Eneolítico: La Comba (Benicasim), L'Alcudia y Llombai (Nules) y Escondrijo del río Mijares y Villa Filomena (Villarreal).

El yacimiento neolítico del Tirao o Palau está situado en las proximidades del río Seco, cerca de Burriana, a una profundidad aproximada de 5 m (Mesado, 1981, 1991; Gusi, 1978, 2001; Melchor, 1994) y cubierto por las secuencias fluviales posteriores, de limos y arenas fluviales del margen de río. Estas características señalan que el nivel de base del río ha seguido ascendiendo después del periodo Neolítico.

Los yacimientos situados en las proximidades del puerto de Castellón, Pujol de Gasset (Platjá del Pinar y Tossalets del Grao), se datan entre el Eneolítico y la edad de Bronce (Arasa, 1979), es decir, al final de la parasecuencia 4. El asentamiento ocupa un cordón litoral progradante una vez estabilizado el nivel relativo del mar.

En el Covacho de Enterramiento colectivo del río Mijares (junto a Almassora) se han recuperado fragmentos de gasterópodos marinos *Cypraea*, *Mitra cornicula* y *Columbella rústica* (Olària, 1991), que indican la posible influencia marina sobre la zona de desembocadura del río. También, la carga detrítica que transportaba el río era de menor tamaño y menos abundante, lo que les permitía ser un área favorable para la pesca y recolección de fauna acuática.

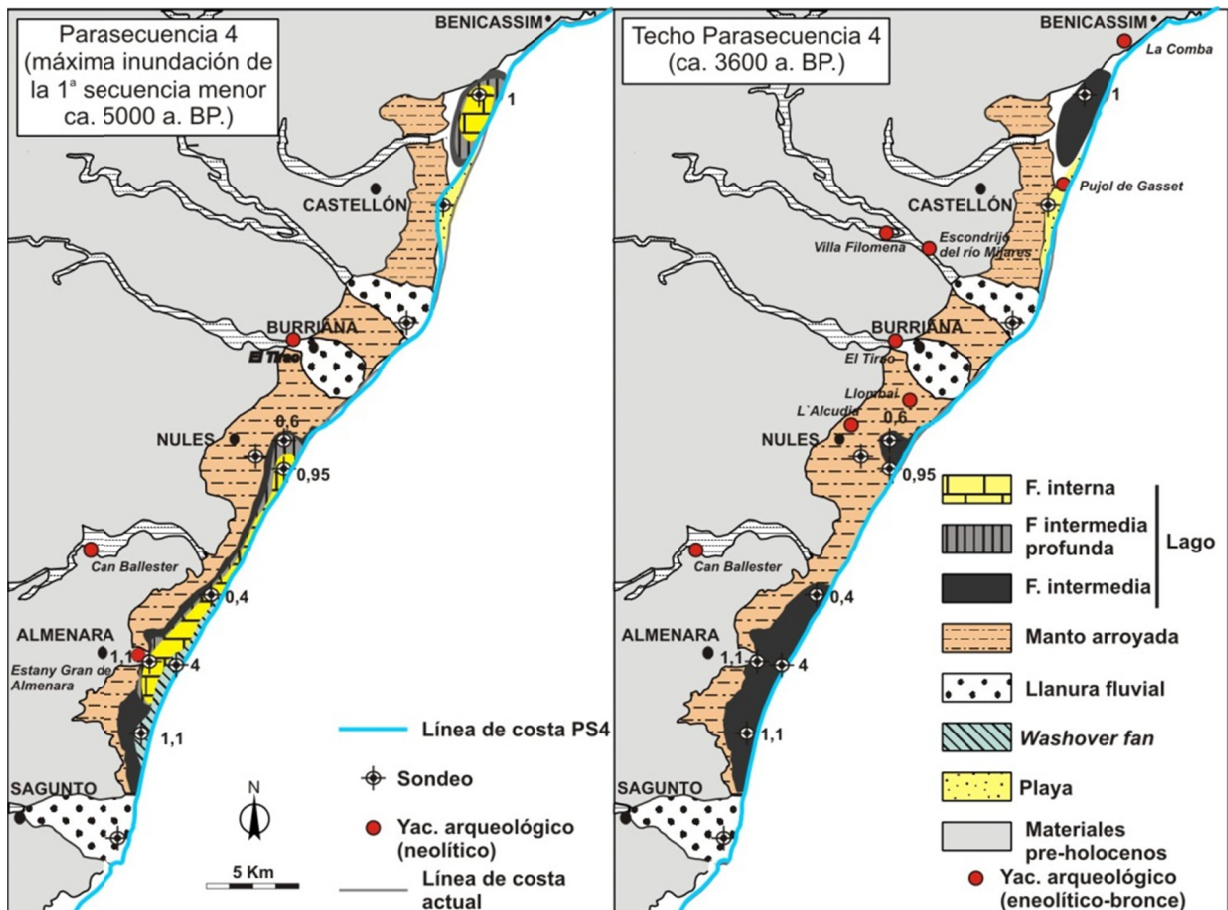


Figura 8.136.- Paleogeografía para el momento de máxima inundación y el final de la sedimentación de la parasecuencia 4. Están representados los espesores de la parasecuencia en los sondeos que se reconocen base y techo de ésta.

8.4.2.5. Parasecuencia 5 (entre 3.600 y 2.000 a cal BP)

El inicio de la parasecuencia se caracteriza por una nueva inundación gradual de las zonas más bajas de ambas llanuras costeras (Fig. 8.137). El máximo nivel del mar y mayor extensión de los ambientes lacustres se da aproximadamente a los 3.000 a cal BP, pero no alcanzan el tamaño de las anteriores. Esta elevación coincide con un incremento de salinidad del agua de los humedales, lo que puede indicar nuevamente unas condiciones más áridas por descenso del agua dulce e incremento de la intrusión marina.

Los depocentros mayores parecen desplazarse hacia el norte, con potencias que no superan los 0,75 y 0,90 m y se ubican en las partes centrales de los marjales de Nules y Benicasim (Fig. 8.137). El espesor acumulado en el marjal de Almenara es mucho menor y no se llegan a dar las condiciones apropiadas para formar praderas de caráceas y no se observa una posible conexión con el marjal de Nules.

Una nueva inundación se registra en torno a 2.500 a cal BP, pero de menor importancia que la anterior por lo que únicamente se depositan facies de turbas. También coincide con un periodo de incremento de la salinidad.

Hacia el final de la parasecuencia se estabiliza el nivel del mar, y progradan los sistemas aluviales, de forma, que los humedales se colmatan casi por completo y sólo se mantiene en algunas pequeñas áreas dispersas (Fig. 8.137).

A partir del final de la parasecuencia 4 (ca. 3600 a cal BP) la morfología y la situación de la línea de costa experimenta pocas variaciones como se deduce de la ubicación de los puertos y caladeros al final de la parasecuencia (Fig. 8.137).

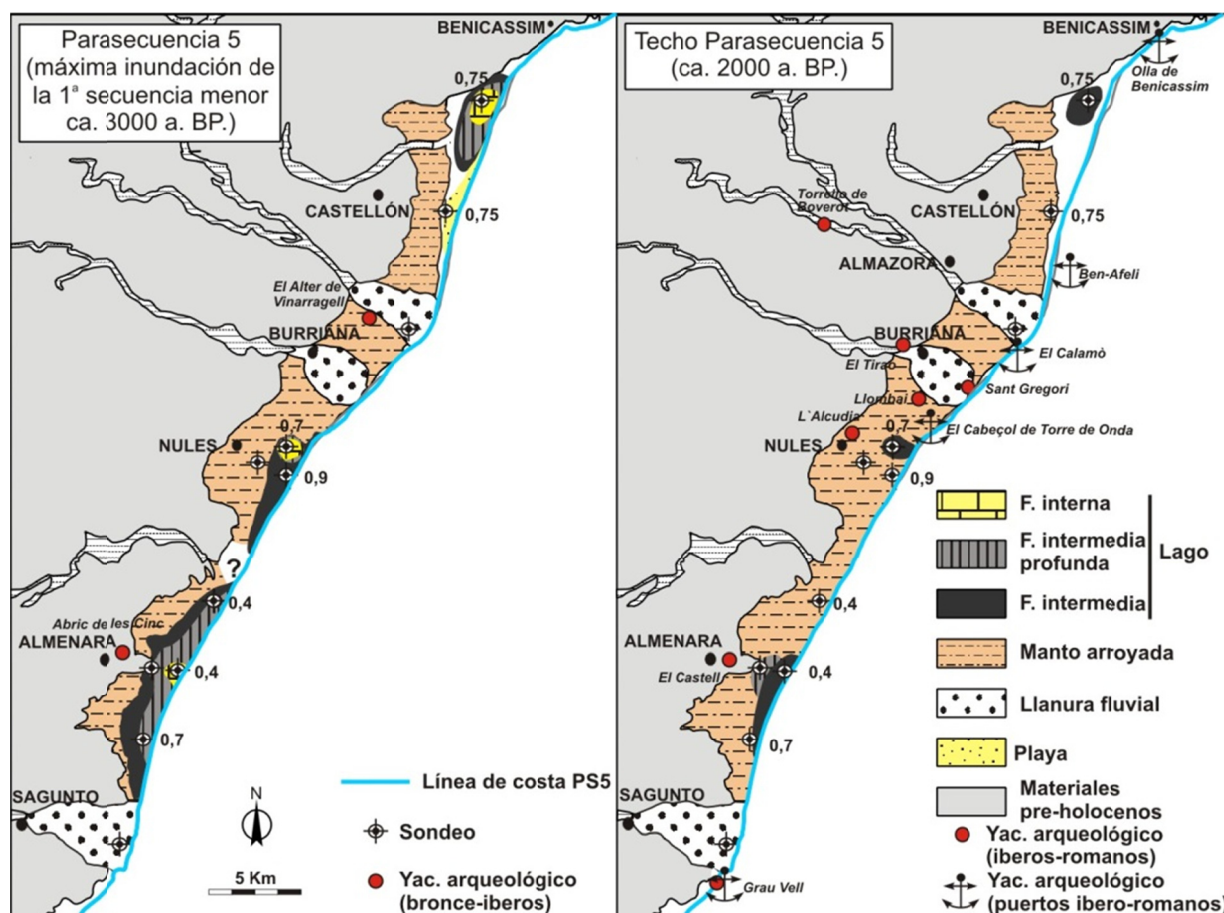


Figura 8.137.- Paleogeografía para los momentos de máxima inundación y el final de la sedimentación de la parasecuencia 5. Están representados los espesores de la parasecuencia en los sondeos que se reconocen base y techo de ésta.

Varios de los asentamientos del Eneolítico (4500 – 3800 a. BP), tales como Tirao (Mesado, 1991), L'Alcudia (Oliver y Moraño, 1998) y Llombai, que están situados en las zonas más bajas de la Plana, se abandonan al final del Eneolítico y son nuevamente repoblados durante el periodo ibero-fenicio (2500 – 2000 a. BP). El periodo de abandono coincide con el episodio de mayor desarrollo de los ambientes lacustres en las zonas bajas.

Hay pocos yacimientos de final de la edad de Bronce y principio de la época fenicia y están situados en cerros que circundan los depósitos holocenos. El Abric de les Cinc, situado en las colinas de Almenara, contiene una secuencia estratigráfica de 5 m con varios periodos de ocupación, el primero de ellos datado en 970 ± 80 A.C., al final de la edad de Bronce (Oliver *et al.*, 1984; Hernández, 1997).

El yacimiento de Vinarragel, situado en límite entre los depósitos aluviales pleistocenos y los depósitos de llanura fluvial del río Mijares, está datado en 2900 a. BP e interpretado como un pequeño puerto íbero (fenicio), (Oliver *et al.*, 1984; Mesado, 1981, 1991). Según estos autores la profundidad del río es suficiente para permitir la navegación de pequeñas barcas. El yacimiento se incendió durante la edad de Hierro y fue cubierto por depósitos fluviales del río Mijares (Mesado, 1981). Todo ello confirma que el nivel del mar durante este periodo era lo suficientemente alto como para que la desembocadura estuviera inundada, tuviese un caudal más o menos estable y cabe suponer que los aportes detríticos no debían ser muy altos.

A partir de la época fenicia los asentamientos se generalizan en las partes bajas (Tirao, L'Alcudia, Llombai y Sant Gregori) e incluso se construyeron infraestructuras en el antiguo cordón litoral, como el yacimiento de La Torre de Onda, que se utilizaban como guía para la navegación de cabotaje (Mesado, 1981). También existen asentamientos en las sierras litorales como el yacimiento de El Castell (Sierra de Almenara) de la fase del siglo III – II A.C. (Oliver *et al.*, 1984).

La estabilización del nivel del mar junto al desarrollo económico favoreció la construcción de varios puertos y embarcaderos que jalonan la línea de costa. Así, la estabilidad de la línea de costa a techo de la parasecuencia viene confirmada por el hallazgo de varios desembarcaderos, como es El Calamó, yacimiento sumergido frente a la playa de Burriana que presenta los primeros hallazgos en torno al siglo VII A.C. atestiguado por un fragmento de ánfora fenicia similar a las encontradas en Vinarragell. Los hallazgos de ánforas greco – itálicas y de cepos de ancla aseguran el uso de la playa como desembarcadero durante el siglo II A.C. Tras un periodo no documentado por hallazgos (siglo I A.C.) resurge con un yacimiento terrestre de época imperial (Mesado, 1991; Ramos *et al.*, 1991; Arasa, 1991). Igualmente la zona de la Olla de Benicasim se utilizó como desembarcadero desde el siglo II a. C. pero a principios del siglo I a.C. dejó de utilizarse (Fernández, 1980).

A principios del siglo V – I a. C. comienza a usarse el puerto del Grau de Vell en Sagunto (Aranegui, 1982). El yacimiento situado en la actual zona litoral presenta cinco niveles de asentamiento. El más reciente de ellos aparece sobre una capa de arena de playa estéril y se ha datado en torno a 420 y 325 A.C. (Perez y Silgo, 1990). El primer asentamiento transcurre sin alteración hasta finales del siglo IV A.C. época en la que o bien se destruyó o se abandonó, ya que los niveles del periodo inicial se hallan separados de los siglos IV - III al I A.C. por una capa de alrededor de un metro de espesor, sin restos de hallazgos. Esta interrupción coincide con la de algunos yacimientos ibéricos del País Valenciano (Aranegui, 1982). Finalmente hacia la mitad del siglo II y finales del siglo III D.C. se detecta un nivel de derrumbamiento y abandono.

Los estudios de la zona sumergida del Grau Vell, revelan que hay un talud a unos 20 m de distancia de la actual costa y paralelo a ésta, que se interpreta como una posible antiguo cordón litoral con abundante material constructivo (de Juan, 2002). La zona sumergida, entre -0.7 a -3m, el Alter de Colomer es un conjunto de piedras de gran tamaño con algunas caras trabajadas y datado en el siglo IV A.C. Se interpreta como un antiguo dique que podía proteger la entrada del marjal donde se resguardaban las embarcaciones de pequeño calado (Giner, 2002; de Juan, 2002, 2003). Entre 0 y -5 m, se ha reconocido una acumulación de sillares con dimensiones de 50 x 25 m, denominado como Trencatimons, que para varios autores (Aranegui, 1982; Carmona, 1991; Giner, 2002) es el primer espigón – muelle del Puerto de Arse. Más tarde de Juan (2002) por las características constructivas lo han situado dentro de una segunda fase de ampliación, constituyendo parte un gran muelle de más de 130 m. donde la edificación se realizó dentro del mar.

El yacimiento submarino de Ben – Afeli, situado en la costa de Almazora se utilizó como desembarcadero para naves de poco calado entre el siglo II A.C. y el siglo II D.C. (Fernández, 1985).

Del inicio de la época romana datan los primeros escritos referidos a la posición de la línea de costa respecto a Sagunto. El texto más antiguo es de Polibio que nació entre el 218 A.C. y 124 A.C., e indicaba una distancia con el mar de siete estadios o 875 pasos romanos (1275 m). Tito Livio entre primera mitad del siglo I A.C., y el año 21 D.C. ubica la ciudad de Sagunto en torno a 1500 m del mar "... *ya Sagunto estaba siendo atacada con la mayor energía. Esta ciudad, la más rica con mucho de las del lado allá del Ebro, estaba situada a unos mil pasos de distancia del mar*". Y finalmente, Plinio en la obra *Naturalis Historia*, terminada según García y Bellido (1987, 1993) alrededor al año 77 D.C., ubica la ciudad de Sagunto a tres mil pasos (4.500 m) del mar, al igual que la ciudad de Valencia (Beuter, 1538; Chabret, 1888). La distancia actual desde el centro de Sagunto al mar es de unos 6.300 m.

A partir del estudio del yacimiento de Torrelló del Boverot (Almazora), de edad 2.720 a. BP, se reconoce un notable desarrollo de agricultura principalmente cerealista (Mesado, 1991; Clausell, 1994). Las zonas de marjal se utilizan como zonas de cultivo, como confirma Escolano (1878) que escribe "... *Marjales, en tiempo de romanos se sembraban y cultivaban, según lo manifiesta una ancha acequia que los atraviesa hasta el mar, hecha á cuenta de que ella recibiese el agua superabundante, que escurría de los almarjales por medio de diferentes sangraderos y desaguaderos: con que las heredades quedaban enjutas y de buena sazón para dar frutos*". La posibilidad de cultivar los marjales puede implicar un descenso del nivel de los lagos costeros al final del depósito de la parasecuencia 5.

8.4.2.6. Parasecuencia 6 (entre 2.000 a cal BP- actualidad)

La última de las parasecuencias se caracteriza por la progresiva inundación de las zonas centrales de los humedales, y aunque la profundidad del agua no llega a permitir el desarrollo de amplias praderas de caráceas, sí que se inundan grandes extensiones con aguas lo bastante claras y oxigenadas como para que vivieran caráceas (Fig. 8.138). Este periodo de mayor lámina de agua se produjo en torno a los 1400 – 1600 a cal BP, y coincidió con la invasión de los bordes orientales de las lagunas por los depósitos traseros de cordón litoral. La morfología de la costa prácticamente no cambió, pero sí avanzó hacia tierra unos centenares de metros respecto al final de parasecuencia anterior y de la línea de costa actual.

Geoquímicamente, durante este periodo de nivel del mar alto se observa un incremento de la salinidad en los humedales, lo que parece señalar un menor aporte de las aguas freáticas dulces procedentes de los acuíferos mesozoicos y plio-pleistocenos que produjo la intrusión marina.

Después del máximo relativo del nivel del mar, los humedales tienden a colmatarse por los mantos de arroyada y pequeños abanicos aluviales que los rellenan y llegan hasta los propios depósitos de playa. Los humedales quedaron restringidos a pequeñas lagunas estacionales dispersas y la mayoría de las cuales fueron desecadas o roturadas para agricultura. El mayor avance de los sistemas aluviales se registró hace aproximadamente unos 400-500 a Cal BP, coincidiendo con el principio de la Pequeña Edad de Hielo.

Al igual que en la parasecuencia 5, los mayores espesores se encuentran en la zona de Nules y Benicasim, si bien la parte más alta de los sondeos perforados en el marjal de Almenara está intensamente antropizada.

Esta parasecuencia está muy influenciada por la actividad humana así, durante el periodo del Alto Imperio Romano y la época musulmana se construyeron los sistemas de acequias a lo largo de los marjales. Además se construyen los núcleos urbanos que persisten actualmente. Durante el periodo romano se crean las primeras vías de transporte; precisamente, la vía romana de Aurelia bordeaba la zona fangosa de la marisma desde Almenara a Xilxes (Roca, 1932). Según Mesado (1991) durante el periodo romano se crea una vía que separa el mar y la marisma, uniendo Xilxes a Burriana pasando por la Alquería de Moncofa y que según Beltrán (1958) discurre desde Castellón a Benicasim “lamiendo las olas del mar, y no pudiendo seguir todo su trayecto entre otras razones porque en algunos puntos alcanzaron tanto las aguas que quedó aquel dentro de las aguas”.

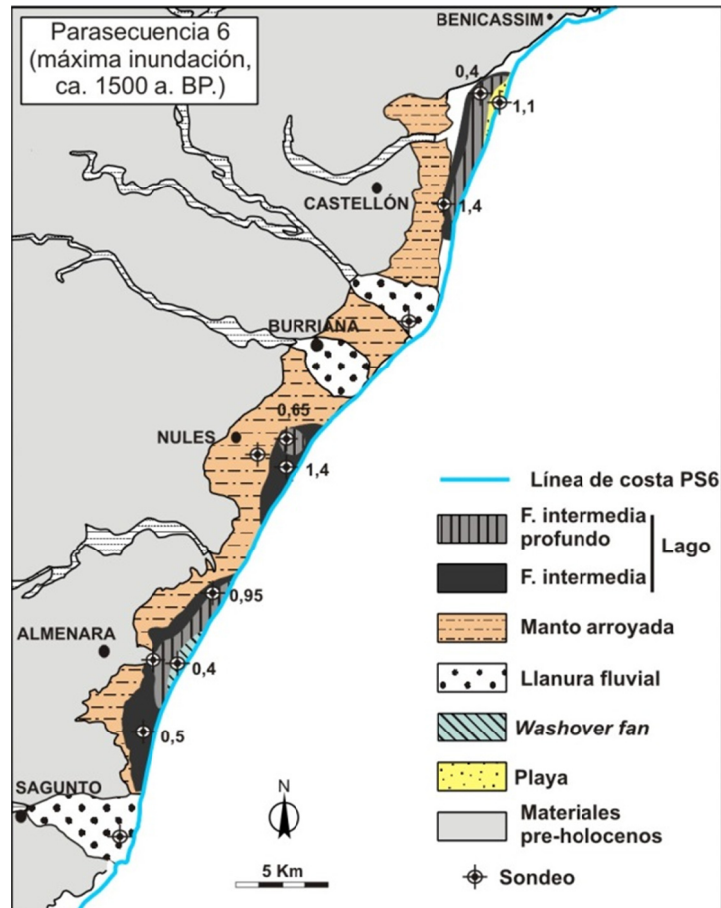


Figura 8.138.- Paleogeografía para el momento de máxima inundación de la parasecuencia 6 con indicación de los espesores de la parasecuencia en los sondeos de los que se reconocen la base y techo.

Durante el periodo musulmán comienzan los primeros trabajos de desecación empleando el sistema de zanjás cubiertas y cauces libres (Beltrán, 1958). Además se construyen las primeras acequias para distribuir las aguas de regadío (Conde, 1799).

Los primeros mapas de la zona que se ha podido consultar son de principios del siglo XVII y en ellos se representan algunas lagunas conectadas con el mar. Hay zonas inundadas en la parte Sur del Marjal de Almenara, al norte de Castellón y una pequeña laguna próxima a la de Nules (Fig. 8.139). Escolano (1610) afirma “A vista desta torre (Mardán) se extiende un almarjal con un estanque, que por eso le llaman unos la Albufera de Almardán y otros de Almenara, por estar en su distrito. Formase unas fuentes y ojos manantiales que manan perpetuamente en ella y de las acequias que desbocan por allí, juntamente con las entradas del agua del mar, y aunque no es de mucho circuito (pues no pasa de un milla de largo y media de ancho), cría muy sabroso pescado, que le entra del

mar, y la moran muchas aves lagunosas". Pero a partir del siglo XVII estas grandes lagunas pierden relevancia (Fig. 8.140) y quedan reducidas a pequeñas lagunas dispersas con pequeños cauces y acequias que acaban en ellos (Fig. 8.141) y un entorno que se inunda esporádicamente, y que, en su mayoría, está desecado en la actualidad. Las pequeñas lagunas mantienen una conexión artificial con el mar a través de golas que permiten extender la rícultura litoral en la comarca (Mateu *et al.*, 1999). Igualmente Cavanilles (1795) confirma la abundancia de depósitos turbosos, así "*Escogieron para arrozales los sitios hondo y casi pantanosos muy cercana al mar: empezó el cultivo, y muy pronto se vició... No pudiéndose sufrir el estrago que causaba el arroz, se prohibió su cultivo, y desde aquella época empezó la felicidad...*"

En 1610 Escolano describe la posición de los diversos pueblos respecto al mar (con las incongruencias esperables) sin que exista prácticamente diferencia con la actual. Así: "*La villa de Burriana tiene su asiento al Levante, á ocho leguas de Valencia y á cuarto y medio del mar...*" (4100 m). "*A mano izquierda de Burriana, en el camino real de Barcelo á ocho leguas de Valencia, como Burriana, y á una del mar, esta situada Villareal,...*" (5570 m). Nules "..., que está en el camino real de Barcelona, a una legua de Almenara y menos de media del mar". (2780 m). Almenara "*Dista del mar una legua y otro tanto de Murviedro*" (5570 m).



Figura 8.139.- Fragmento modificado del mapa "Regni Valentiae Typus" de Mercator y Hondius de 1609. Las flechas blancas indican la posición de las lagunas.



Figura 8.140.- Fragmento modificado del mapa “Li regni di Valenza e di Myrcia” de 1696. Realizado por el geógrafo Giacomo Cantelli y dedicado al Capitan General del Regno de Napoli da... Domenico de Rossi. Las flechas negras indican la posición de las lagunas.



Figura- 8.141.- Fragmento modificado del “Atlas de España y sus posesiones de ultramar” de 1852. Realizado por el Teniente Coronel Capitan de Ingenieros D. Francisco Coello auxiliado por D. Pascual Madoz. Se distinguen pequeñas lagunas entre el Estanque de Almenara y la Torre de Moncofar y las lagunas entre el Estanque de Nules y el Grau de Burriana (flechas negras).

Para el análisis más detallado de la influencia climática sobre los humedales he llevado a cabo una reconstrucción climática de los últimos 500 años del área comprendida entre Valencia y Castellón utilizando datos directos de crónicas, anales, diarios y archivos históricos, e indirectos como las recopilaciones meteorológicas de Rico Sinobas (1850) y Fontana Tarrats (1978). Los datos recopilados se refieren a procesos o eventos extremos relacionados tales como avenidas, heladas, nevadas y sequías (Fig. 8.142).

La reconstrucción muestra que el intervalo entre 1560 y 1850 d.C. se caracteriza por una alta frecuencia de inundaciones, en unas condiciones frías con altos contrastes entre invierno y verano y gran irregularidad de las grandes inundaciones, es la denominada Pequeña Edad de Hielo. Particularmente en la Península Ibérica presenta esta fuerte variabilidad (Benito *et al.*, 1996; Barriendos y Martín-Vide, 1998; Rodrigo *et al.*, 1999, 2000; Luterbacher y Xoplaki, 2003). La comparación de los datos climáticos y los geoquímicos (Fig. 8.143) de los humedales de Almenara y Benicasim para dicho periodo muestra una buena correlación en la primera parte de la Pequeña Edad de Hielo, entre 1560 – 1650, cuando el aumento de la inestabilidad climática con incrementos de inundaciones y sequías coincide con el aumento de la cantidad de cuarzo y descenso de la profundidad de los humedales (Cp2; Fig. 8.142). Es muy probable que los pequeños abanicos mantos de arroyada que aparecen sobre los depósitos lacustres empezaran a formarse durante este periodo que es más árido y con un notable aumento de la frecuencia de las precipitaciones de alta intensidad.

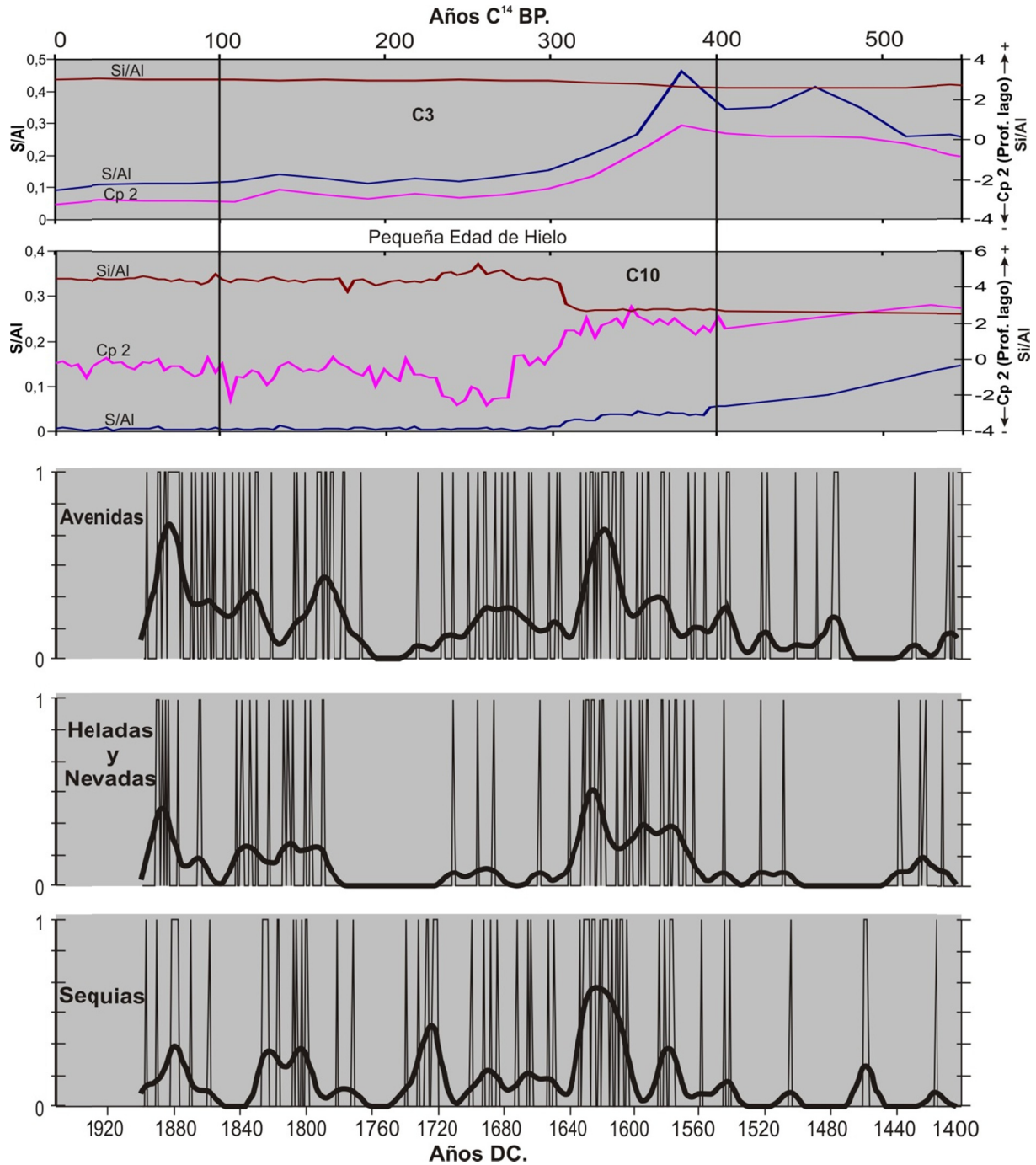


Figura 8.142.- Aproximación climática para la zona de Castellón y Valencia de los últimos 500 años obtenida a partir de documentos históricos y comparación con las variables geoquímicas de los sondeos C3 y C10. La reconstrucción se ha realizado teniendo en cuenta los datos anuales. Así para años con sequía el valor es de 1 y si no existe ningún dato el valor es de 0. Igualmente ocurre con las lluvias torrenciales y avenidas, que reciben un valor de 1, y las nevadas y heladas que también tendrían un valor de 1. A partir de estos datos se han acumulado según una distribución normal de 31 años con el programa Anclim para cada uno de estos tres factores del clima: sequías, lluvias torrenciales y fríos. Este último factor se describe como fríos puesto que la reiteración de un evento en el tiempo puede significar un cambio en las condiciones climáticas (Rodrigo et al., 1999); una repetición de heladas permite detectar unas condiciones meteorológicas frías. Las curvas geoquímicas (Si/Al y Cp2) señalan la variabilidad de la sílice asociada a minerales detríticos y las condiciones de aridez (S/Al). La Cp2 de ambos sondeos es la obtenida del análisis multivariante de los elementos químicos de los sondeos que se explicó en la capítulo anterior.

El último siglo y medio no presenta tan buen registro sedimentario pero si hay aspectos morfológicos que indican cual ha sido la evolución de la costa durante este periodo. El aspecto más relevante es que durante este periodo aumentó sobre manera la actividad antrópica, fundamentalmente el control hídrico de los ríos con la construcción de presas (en los ríos Mijares, Belcaire y Palancia) y de los aportes detríticos movidos por la deriva litoral por la construcción de puertos, diques y escolleras que han modificado sustancialmente la morfología de la costa (Fig. 8.143), pasando de rectilínea a una línea de costa dentada y con playas que, ante la falta de aportes, se encuentra en franca erosión y retroceso (Figs. 8.144 y 8.145), llegando en algún caso a afectar parte de los humedales (Benicasim) como ya mencionó Pardo (1991). Por ejemplo, la llanura fluvial del río Palancia, muestra efectos erosivos ante la desaparición de aportes terrígenos provenientes del río (Fig. 8.145) y la costa meridional del puerto de Sagunto también (Fig. 8.146). Únicamente en las zonas de barlovento de algunos diques observamos un pequeño incremento de los aportes (Fig. 8.143).

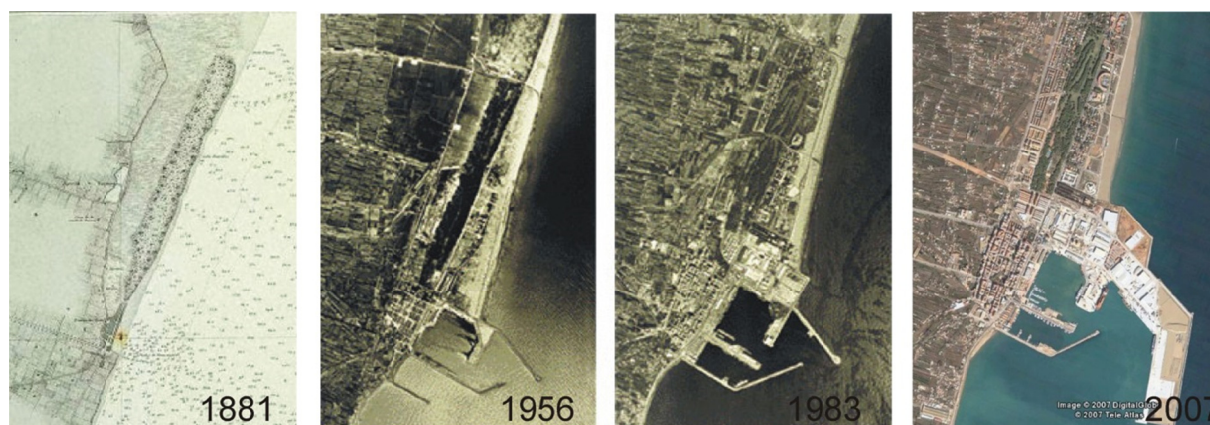


Figura 8.143.- Evolución del litoral ligada a la construcción y ensanche del Puerto de Castellón.



Figura 8.144.- La Torre de Canet (flecha negra) se encuentra sumergida en la actualidad, debido no tanto al ascenso del nivel del mar sino a la ausencia de aportes que alcanzan el cordón litoral. El río Palancia ha cambiado su posición hacia el Norte debido a la pérdida de aportes siliclásticos que recibe la costa por la deriva litoral (Mapa del Reyno de Valencia, Don Antonio Josef Cavanilles, 1793)



Figura 8.145.- Margen litoral de la desembocadura del río Palancia. Erosión costera de la carretera que une los Puertos de Canet y de Sagunto.

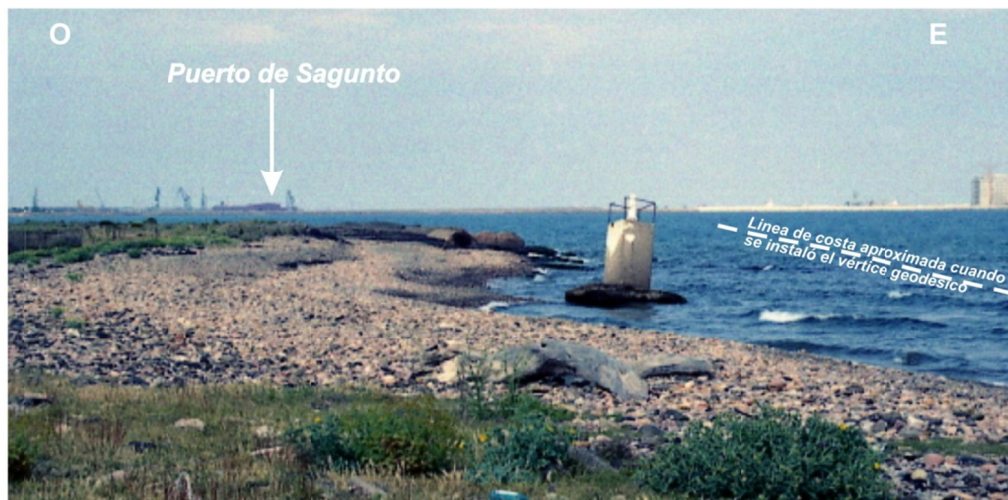


Figura 8.146.- Vértice geodésico del marjal del Moro, al sur del puerto de Sagunto. El punto estaba sobre las escorias de los Altos Hornos, que se instalaron a principios del siglo pasado. Actualmente, todo el material que se encontraba a sotavento del dique principal del puerto se ha erosionado por haberse interrumpido el aporte de la deriva litoral.



PARTE III: RESULTADOS Y DISCUSIÓN



CAPÍTULO 9. CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR. CONTROLES SEDIMENTARIOS

PARTE III: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El propósito del siguiente capítulo es responder a las preguntas planteadas cuando se enunciaron los objetivos planteados en este trabajo y principalmente, el de describir los cambios relativos del nivel del mar acaecidos y sus causas. Como se dijo anteriormente, el relleno sedimentario de las llanuras costeras de Castellón y Sagunto desde el final del Pleistoceno hasta la actualidad ha dependido de las variaciones relativas del nivel del mar, que a su vez obedecen a factores regionales (eustatismo, tectónica y clima) y locales (corrientes, viento,...).

En líneas generales, se conoce actualmente que las variaciones del nivel del mar desde los 120 ka hasta los 7 – 6,5 ka se deben principalmente a cambios glacio-eustáticos (Yokohama *et al.*, 2001; Zazo *et al.*, 2008) con algún retoque isótático dependiendo de la posición respecto a los casquetes (Lambeck y Bard, 2000; Lambeck *et al.*, 2003; Lambeck y Purcell, 2005), y a partir de entonces están influenciadas por los factores locales (temperatura del agua, corrientes oceánicas, viento, presión atmosférica, aportes fluviales,...), sobre los que hay muchas incertidumbres y se conocen mal sus relaciones mutuas y con las variaciones del nivel del mar. Por tanto, se analizarán los cambios en la sedimentación durante el final del Pleistoceno e inicio del Holoceno teniendo en cuenta la influencia del factor glacio-eustático, pero incluyendo el resto de los controles sedimentarios, principalmente el tectónico a escala regional y local. Los demás factores locales que pudieran existir durante el Pleistoceno no podrán analizarse aquí por las características de los depósitos y por la escala de este trabajo. En cambio, en el Holoceno y principalmente a partir de la formación de los humedales se podrán analizar con mucha mayor precisión las variaciones y factores que influyeron en los cambios relativos del mar.

Para que la exposición sea más clara, y en parte determinado por la resolución de los análisis estratigráfico y geoquímico, la discusión se ha estructurado en dos capítulos. En el primero se analizan las variaciones relativas del nivel del mar en función de los cambios estratigráficos observados en el área de estudio y en otras zonas del entorno mediterráneo. En el segundo, se examinan en detalle las variaciones del nivel del mar que han dado lugar a cambios en la sedimentación de los humedales a partir del análisis geoquímico, que aporta mayor resolución, identifica variaciones de menor escala, e incluso proporciona información de otros factores locales como es el clima. En este caso, se analizará tanto las variaciones relativas del nivel del mar como el contexto paleoambiental del litoral occidental mediterráneo y los factores que hayan podido influir en sus variaciones.

Los resultados obtenidos presentan la novedad de haber partido de una serie de nuevos avances metodológicos, el principal de los cuales es la combinación del análisis estratigráfico de depósitos litorales y humedales costeros, y el análisis geoquímico de los humedales. Estos avances se recogerán y se discutirán en un subcapítulo, donde se valorara la utilidad y la capacidad de los humedales costeros para evaluar las variaciones del nivel del mar a distintas escalas, según las herramientas utilizadas.

A diferencia de los trabajos que habitualmente se hacen en zonas costeras, y sobre todo en humedales costeros, se seleccionó un área que contuviera más de una cuenca o humedal, para que se pudieran estudiar y correlacionar varios sondeos y fuera más sencillo distinguir los factores que controlan la sedimentación y su relevancia. Es decir, la correlación entre dos zonas nos ha permitido discriminar entre los factores regionales y los locales y cuál ha sido su origen: tectónico, eustático, clima, corrientes, etc. De forma que tendremos un mayor control de la cuenca de sedimentación y la interpretación de la evolución será más acertada.

CAPITULO 9. CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR. CONTROLES SEDIMENTARIOS

9.1. PLEISTOCENO SUPERIOR

La evolución sedimentaria de los depósitos aluviales pleistocenos muestra tres secuencias con tendencia agradante, al menos hasta el techo de la última en donde se reconoce una rápida progradación de los ambientes aluviales. Estas secuencias están limitadas por paleosuelos que representan hiatos sedimentarios. Equivalente a esta evolución en las secciones sísmicas de la plataforma marina se reconoce para este periodo y, en general, para todo el Pleistoceno superior, que la plataforma tiene una tendencia progradante con varias secuencias transgresivas-regresivas y grandes clinoformas similares a las citadas en los márgenes marinos del Ebro (Ferrán y Maldonado, 1990; Nelson, 1990) y de todo el borde ibérico (Lobo *et al.*, 2014). Según las dataciones radiométricas, la correlación entre la plataforma marina y los depósitos continentales muestra que la última de las secuencia de depósito de los abanicos aluviales de Castellón sería equivalente a la unidad progradante de Amposta en la plataforma del Ebro (Aloisi, 1986; Ferrán y Maldonado, 1990). La correlación entre ambas partes, continental y marina, configuran un margen característico de un contexto de nivel del mar alto.

Según las dataciones de OSL y ^{14}C estas secuencias corresponden a parte del último ciclo glacio-eustático de 4º orden, que abarca los últimos 130 ka, desde el Último Interglacial (MIS 5) hasta la actualidad (Hernández-Molina *et al.*, 1994; Amorosi *et al.*, 1999a, 1999b; Dabrio *et al.*, 2000; Amorosi y Milli, 2001; Fernández-Salas *et al.*, 2003; Zazo *et al.*, 2008; Bardají *et al.*, 2009). Durante las primeras fases del intervalo MIS 5, la altura del nivel del mar global alcanzó cotas similares a las del Presente Interglacial (MIS 1) e incluso en algunos lugares las superó (Pirazzoli, 1991), (Fig. 9.1), para posteriormente descender hasta el pico de máxima caída, coincidiendo con el Último Máximo Glacial (MIS 2), (Amorosi *et al.*, 1999; Lambeck y Chappel, 2001; Amorosi y Milli, 2001; Lambeck *et al.*, 2002; Dabrio *et al.*, 2011; Zazo *et al.*, 2013), (Fig. 9.1). Por tanto, la configuración esperable para los depósitos que se forman en zonas litorales durante este periodo (entre el MIS 5 y MIS 2) sería un cortejo sedimentario de caída del nivel del mar (FRST) como se registra en muchas de las plataformas marinas o llanuras costeras donde el principal control es el nivel del mar (Amorosi y Milli, 2001; Lobo y Ridente, 2014) y entonces la arquitectura estratigráfica de los sistemas aluviales de Castellón y Sagunto mostraría una progradación de éstos. Por el contrario, la tendencia agradante de los sistemas aluviales de Castellón y Sagunto sólo se explica porque todo el margen fuera subsidente y la caída progresiva del nivel del mar se compensara con la subsidencia del margen (Fig. 9.2). La subsidencia hacia el final del Pleistoceno va siendo menor por lo que las secuencias disminuyen progresivamente de espesor al disminuir el espacio de acomodación.

El descenso progresivo del nivel del mar no se produce de forma lineal si no que incluye variaciones menores que responden a una ciclicidad de 5º orden, donde hay episodios del nivel relativo del mar alto que coinciden con los picos isotópicos MIS5c, MIS5a y MIS 3 (Amorosi y Milli, 2001), (Fig. 9.1). Las dos secuencias datadas (intermedia y superior) de los abanicos aluviales coinciden con altos relativos del nivel del mar de los estadios isotópicos MIS 5, MIS 3 y el inicio del MIS 2 (Fig. 9.1); y el límite entre ambas secuencias coincide con el MIS 4 donde hay un descenso rápido y significativo del nivel del mar (Lambeck y Chappell, 2001), (Fig. 9.1).

La última de las secuencia se extiende hasta el inicio del MIS 2 y supone la progradación final de los abanicos aluviales. Coincide con el descenso brusco del nivel del mar del inicio de este periodo, donde la subsidencia debió ser mínima (Figs. 9.1. y 9.2). Aunque, y no hay suficientes dataciones para

aseverarlo, el comportamiento de los sistemas aluviales es diferente en las proximidades de los cauces y las zonas entre abanicos. En el primer caso, el descenso brusco del nivel del mar produce la erosión parcial de ésta última secuencia por el encajamiento de los ríos, mientras en las zonas entre abanicos se mantiene la sedimentación aunque con la progradación de los abanicos.

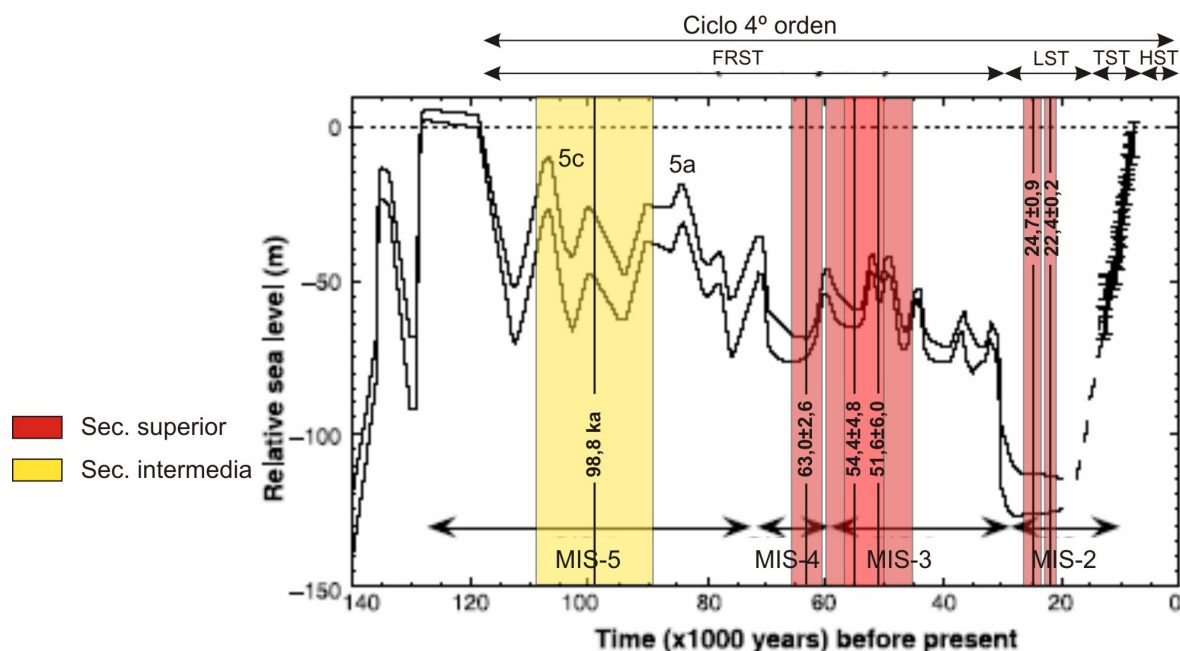


Figura 9.1.- Nivel relativo del mar en la Península de Huon, Papúa Nueva Guinea, para los últimos 100.000 años inferido a partir de corales sumergidos (modificada de Lambeck y Chappell, 2001) y, superpuestas, las edades de los materiales pleistocenos. FRST.- Cortejo sedimentario de regresión forzada. LST.- Cortejo sedimentario de nivel del mar bajo. TST.- Cortejo sedimentario transgresivo. HST.- Cortejo sedimentario de nivel del mar alto.

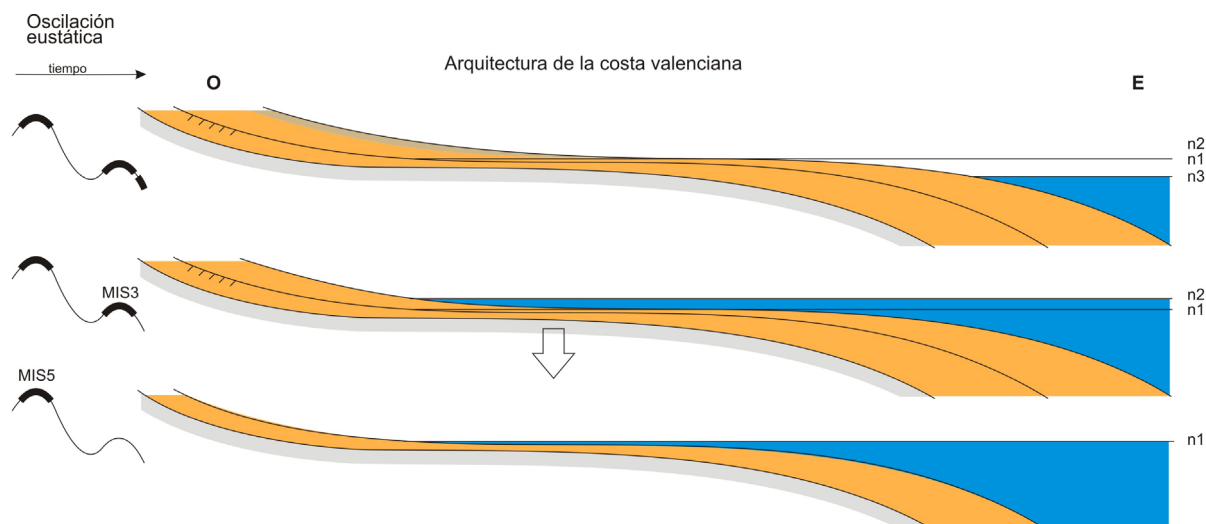


Figura. 9.2.- Esquema de la evolución del margen de Castellón durante las variaciones eustáticas desde el Último Interglaciario (MIS 5). La agradación de las dos secuencias aluviales (n1 y n2) se producen en el MIS5 y MIS 3, respectivamente. Al inicio del MIS 2 se produce una rápida progradación de los sistemas aluviales por descenso rápido del nivel relativo del mar (n3).

9.1.1 Tectónica

A escala regional, la costa valenciana es un borde de cuenca subsidente (Goy, 1978; Simón, 1984) que mantiene la actividad desde el Mioceno hasta el inicio del Pleistoceno. Pero la evolución de los depósitos de la base del Holoceno muestran variaciones significativas en los espesores de algunas parasecuencias que implican que están afectados por otro proceso, de escala más local, que modifica los resultados de los cambios relativos del nivel del mar observados. Las litologías de los depósitos cuaternarios y sus espesores, escasamente superiores a los 100 m, nos permite asegurar que el efecto de la subsidencia por compactación debe ser muy pequeño. El efecto isostático, y en particular el glacio-hidro-isostático, que tras la fusión de los glaciares continentales de Europa tiene mucha influencia en la parte Nororiental del Mediterráneo, a partir de modelos isostáticos, en Europa Occidental tiene poca influencia debido al escaso tamaño que tuvieron los glaciares en esta área (Lambeck y Bard, 2000; Lambeck *et al.* 2003; Lambeck y Purcell; 2005, Antonioli *et al.*, 2006b; Lambeck *et al.*, 2011). Además, según estos autores, el efecto glacio-hidro-isostático pierde su influencia en la región mediterránea al comienzo del Holoceno. Por ello se asume que las diferencias en la creación de espacio de acomodación al inicio de la sedimentación holocena se debieron principalmente a tectónica local, cuyos efectos pueden estudiarse a partir del análisis de varias cuencas dentro de un mismo margen. Actualmente, muchos trabajos de análisis del nivel del mar intentan comparar varias regiones para poder separar el efecto tectónico regional del eustático (Lambeck *et al.*, 2004a, 2004b; Lambeck y Purcell, 2005; Pirazzoli, 2005; Morhange *et al.*, 2006; Antonioli *et al.*, 2006a, 2007, 2009; Vött, 2007; Ferranti *et al.*, 2010; Anzidei *et al.*, 2011, 2014). Sólo tienen en cuenta la tectónica local algunos trabajos, donde hay una clara historia de tectónica activa (Antonioli *et al.*, 2007; Morhange *et al.*, 2006; Ferranti *et al.*, 2011).

Las primeras observaciones sobre tectónica local que afectan a las proximidades de zona de estudio son de Simón (1984), donde señala la actividad del sistema de fallas de orientación catalánide, NNE-SSO, que afecta a la Sierra de Oropesa y al Desierto de las Palmas, en la zona norte de Benicasim. Posteriormente, IGME y ENRESA (1998), Perea (2006) y Perea *et al.*, (2006) señalan la posible actividad cuaternaria de la falla de *La Vall d'Uixó*, que afecta a los materiales mesozoicos.

9.1.2 Tectónica pleistocena

Los trabajos de campo ha permitido distinguir la actividad tectónica del final del Pleistoceno en fallas normales de pequeño salto y plano muy vertical entre los pueblos de Villarreal y Sijar de Baix en el corte del río Mijares (Plana Alta de Castellón), (Fig. 9.3). La orientación (NNE-SSO) de las fallas se asocia a las grandes alineaciones de la Cordillera Costero Catalana.

En continuidad con estas fallas se observa una fracturación con grandes desplazamientos de los materiales pleistocenos, en la zona Norte de Benicasim (Fig. 9.4). En las proximidades del Hospital de La Magdalena (entre Castellón de la Plana y Benicasim), el movimiento de una falla normal de dirección OSO - ENE hundió los depósitos mesozoicos situados en el borde oriental y levantó los depósitos del borde occidental, mesozoicos. Como resultado del basculamiento se formó un segundo conjunto de conos de deyección que se superponen a los abanicos y conos del final del Pleistoceno. (Fig. 9.5), y podría ser el origen del gran depocentro que se detecta en el sondeo de Benicasim durante el relleno de la primera parasecuencia holocena.



Figura 9.3.- Fracturación de los depósitos pleistocenos, cerca de la Central Hidroeléctrica de Vila – Real. a) Talud del río Mijares al Norte del puente de la CV-10 sobre el río (Coordenadas: 742931/4428397); y b) talud del río Mijares al Sur del puente de la CV-10 sobre el río (Coordenadas: 743369/4428317).

En general, estas fallas normales responden al proceso distensivo post – rift que se inició en el Burdigaliense (Díaz del Río, 1986; Roca *et al.*, 1999) y que, según Simón (1984), se reflejaría en las dos fases de sedimentación pleistocena citadas por Pérez Cueva (1977, 1979) y se extendería hasta casi la actualidad. Así, en la Sierra de Les Santes (situada al Norte de la Sierra de Desierto de las Palmas), hay una falla vertical que afecta a los materiales mesozoicos, con un salto entre 10 – 12 m, y su actividad se prolonga hasta hace menos de 2.600 años. Se han propuesto numerosas fallas similares en el borde de norte de la Plana de Castellón (IGME y ENRESA, 1998) y al Oeste de Torreblanca, al Norte de la zona de estudio (Perea, 2006; Perea *et al.*, 2006).



Figura 9.4.- Conglomerado pleistoceno en la zona de norte de Castellón, buzando 10° al NO, cerca del Hospital La Magdalena, al Oeste de Castellón (Coordenadas: 749279/4432219).

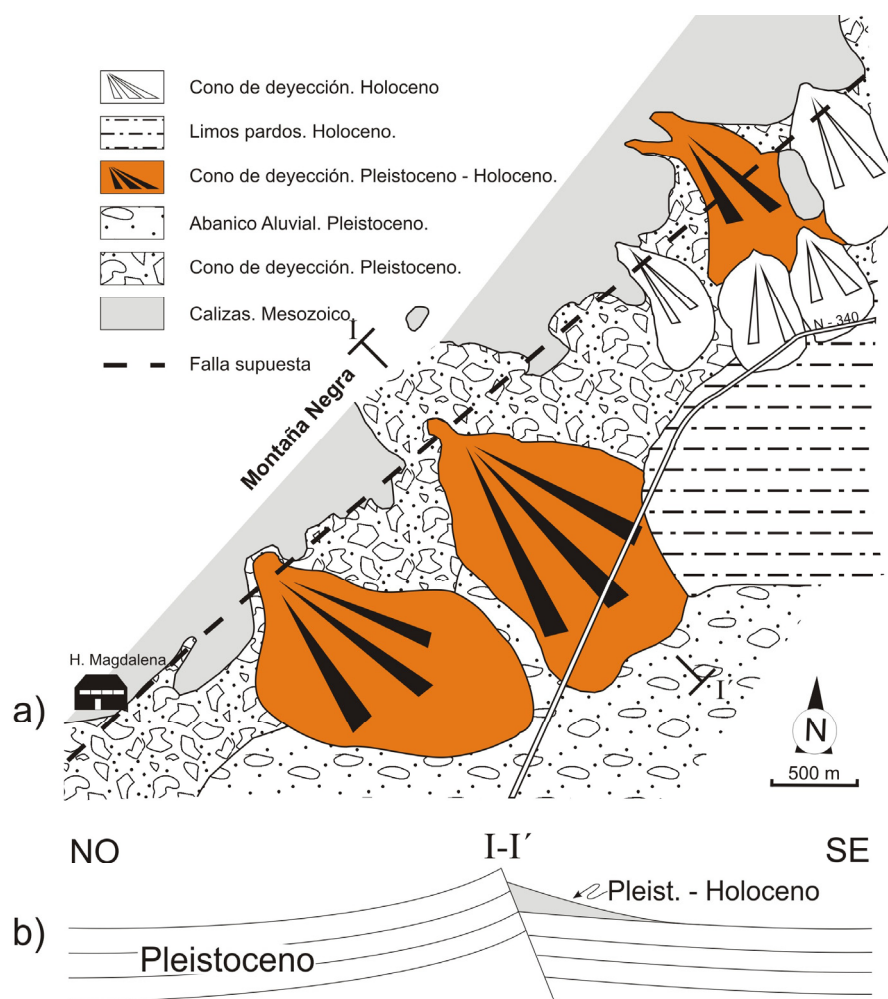


Figura 9.5.- a). Cartografía de la zona NO de Benicàssim; y b) interpretación de la fracturación y formación de los conos de deyección del área de la Magdalena.

En el trabajo del IGME y ENRESA (1998) que abarca desde Betxi y Burriana hasta Sagunto, se describen dos familias de fallas, ENE-OSO y NO-SE, con presumible actividad plio-cuaternaria. De todas ellas nosotros sólo observamos actividad pleistocena en el caso de la falla de La Vall'd Uixó, una falla normal de orientación ENE-OSO que en superficie promovió el depósito de dos generaciones de abanicos aluviales pleistocenos superpuestos (Fig. 9.6). La falla, interpretada como activa (en azul en la Fig. 9.6), (IGME y ENRESA, 1998; Perea, 2006), no coincide exactamente con la relación y morfología de los dos abanicos, lo que nos hace suponer que existió otra falla de características similares a ésta pero situada más al Este, que quedó fosilizada por el abanico más reciente. Además, este abanico muestra una curvatura que aparentemente indica que la falla tiene cierto componente de desgarre. Se desconoce la edad de los últimos movimientos pero en relación con su actividad, en el sondeo de Nules, se depositaron los *debris flow* de la parte superior de la serie pleistocena fuera del contexto estratigráfico general. Estos pudieron estar vinculados a movimientos de la falla que propiciaron la progradación rápida de los *debris flow* sobre la llanura lutítica y, una vez detenido el movimiento de la falla, la vuelta a condiciones de estabilidad, cuando se acumula el relleno de limos de la llanura.

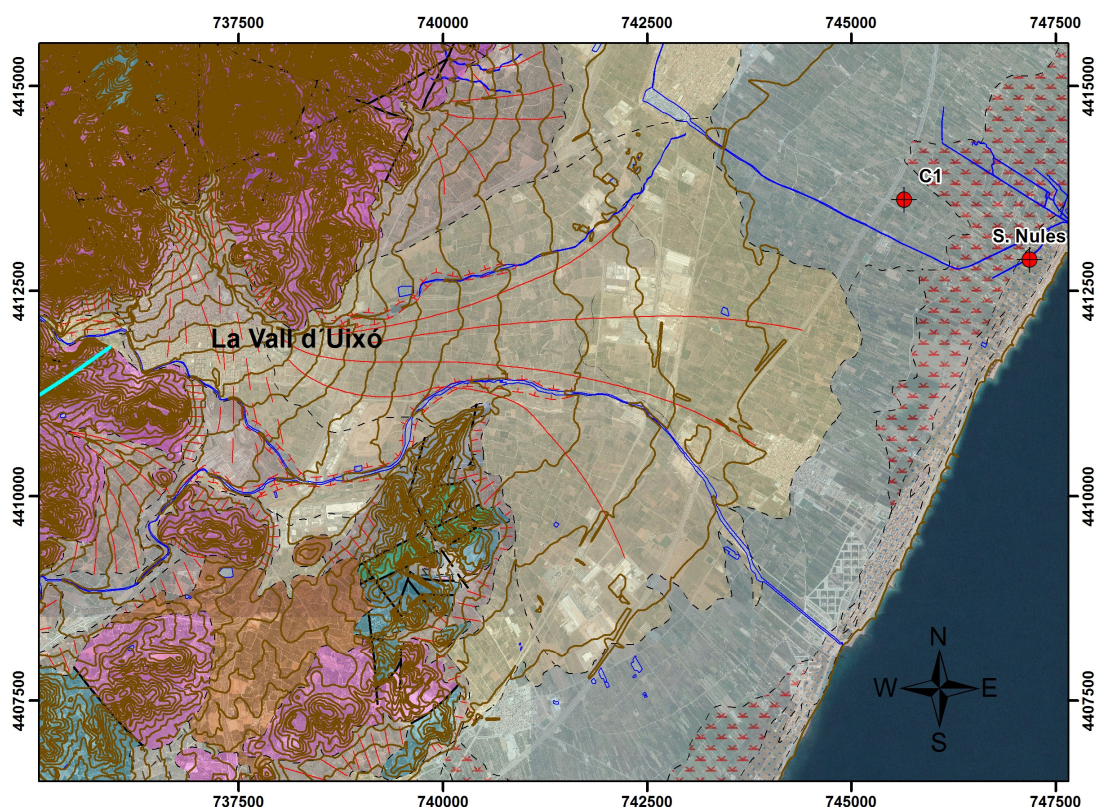


Figura 9.6.- Cartografía de los dos abanicos aluviales pleistocenos del barranco de La Vall d'Uixó, que indican la actividad pleistocena de la falla del mismo nombre (en azul al Oeste de La Vall d'Uixó, según Enresa, 1991 y Perea et al., 2006). En trazo rojo discontinuo los abanicos aluviales antiguos y en trazo continuo el más moderno.

A partir de los pozos de suministro de agua y sondeos eléctricos (SEV) recogidos en varios informes (SGOP, 1983; IGTE, 1989a, 1989b; y GEOSCAN, 1994), Morell *et al.* (1997) localizaron las fallas que afectan al acuífero la Plana Alta de Castellón y su continuidad hacia la costa. En estos trabajos se reconocen varias fallas normales de orientación catalánide ENE–OSO e ibérica NO–SE que afectan los depósitos Miocenos y son coetáneas con dos niveles inferiores del Plio-Cuaternario (N-3 y N-2) distinguidos por GEOSCAN (1994), (Fig. 9.7).

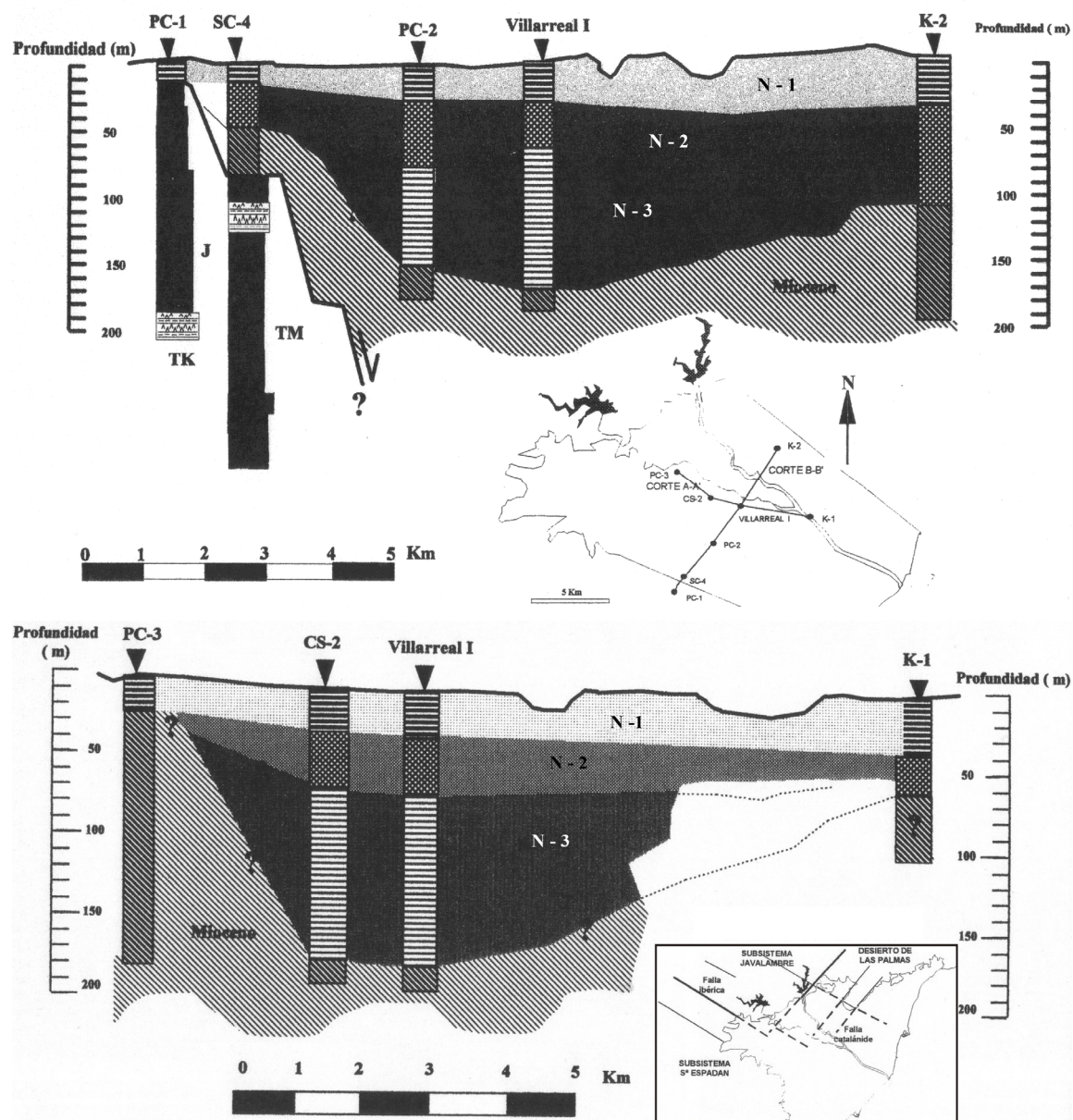


Figura 9.7.- Cortes geológicos de la zona de Villarreal y Bechí. Interpretación de las fallas que afectan a los niveles del Plio-cuaternario: N-1, N-2 y N-3 (modificados de Morell *et al.*, 1997)

Según lo que se puede observar en el trabajo de Morell *et al.*, (1997) las fallas fueron activas hasta el límite con el nivel superior (N-1), equivalente a los abanicos aluviales pleistocenos que hemos descrito. Por el contrario, en el informe de GEOSCAN (1994), la falla de dirección ibérica de la zona de Villarreal sería activa hasta la actualidad. La falla tiene orientación catalánide y es determinante en el relleno plio-cuaternario de la Plana. Durante el depósito del nivel superior (N-1) se produce una notable actividad sinsedimentaria de la falla, que generó un depocentro en el bloque norte (Fig. 9.8), que al menos en los afloramientos de superficie no hemos distinguido si no es por la orientación del río Veo en la parte alta de la Plana.

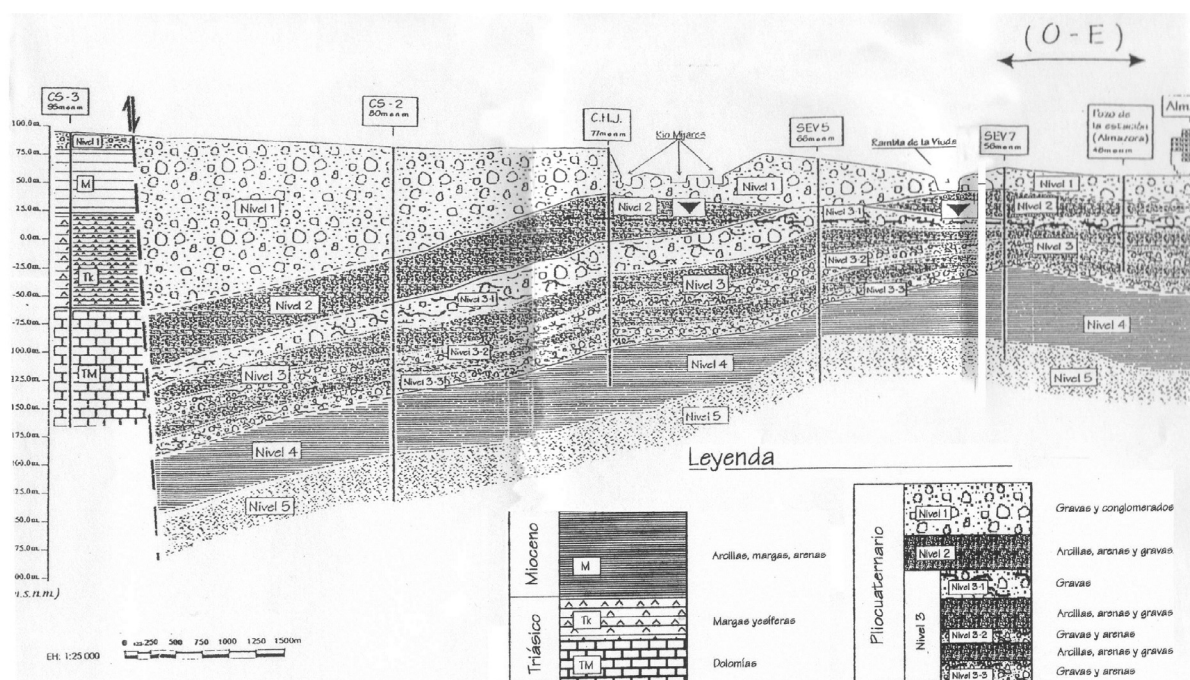


Figura 9.8. – Corte a la altura de Villarreal de dirección O – E (modificado de GEOSCAN, 1994).

Tuñón (2000) sintetizó la información hidrogeológica precedente y representó las fallas que afectan el acuífero plio-cuaternalio de la llanura costera de Castellón según los perfiles eléctricos (Fig. 9.9), (SGOP, 1983; IGME, 1989; GEOSCAN, 1994; Morell *et al.*, 1997). En este caso, tampoco observamos que el nivel hidrogeológico más reciente, atribuible al Pleistoceno superior, se vea afectado por la fracturación aunque nuestros datos de campo lo demuestran. En este mapa (Tuñón, 2000) se observa el modelo de fracturación para la llanura costera y se distingue que las fallas de la Sierra de Les Sante (línea azul, Fig. 9.9) se extiende bajo los depósitos superiores del pleistoceno de la Plana alta de Castellón constituyendo el *horst* de Bechí para los niveles basales del Plio-cuaternalio. Pero la actividad de estas fallas debió continuar hasta época muy reciente porque son las fallas normales que se han reconocido en superficie en la zona de Sijar de Baix (Fig. 9.4) y forman la prolongación lateral con la falla de La Vall d'Uixó (línea marrón; Fig. 9.9).

Para la zona del Marjal de Almenara, no se han distinguido fallas en superficie y los informes precedentes carecen de datos sobre actividad tectónica, por lo que se ha recurrido a la reinterpretación con el programa IX 1D versión 3.23 de una serie de SEV (sondeos eléctricos verticales) de los informes geofísicos que el IGME (1981, 1983) realizó para conocer el funcionamiento del acuífero plio-cuaternalio. La nueva interpretación ha permitido distinguir tres niveles para el Plio-pleistoceno, de acuerdo con su saturación en agua (A, B y C, Figs. 9.10 y 9.11). Estos niveles o unidades no coinciden exactamente con los distinguidos en la zona de La Plana de Castellón (N-1, N-2 y N-3, Fig. 9.7) por Morell *et al.* (1997), puesto que las fuentes de datos se realizaron en otro periodo y con otra metodología, tanto para la obtención como para la interpretación de los datos, pero pueden tratarse como equivalentes en un contexto estructural. El sustrato Mioceno tiene fuerte contraste con los depósitos plio-pleistocenos y ha dado resultados muy similares entre la nueva interpretación y la anterior (IGME, 1981, 1983). Asimismo, las profundidades de los tres niveles obtenidos casi coinciden con los propuestos por Morell *et al.* (1997) en el límite meridional de la Plana de Castellón.

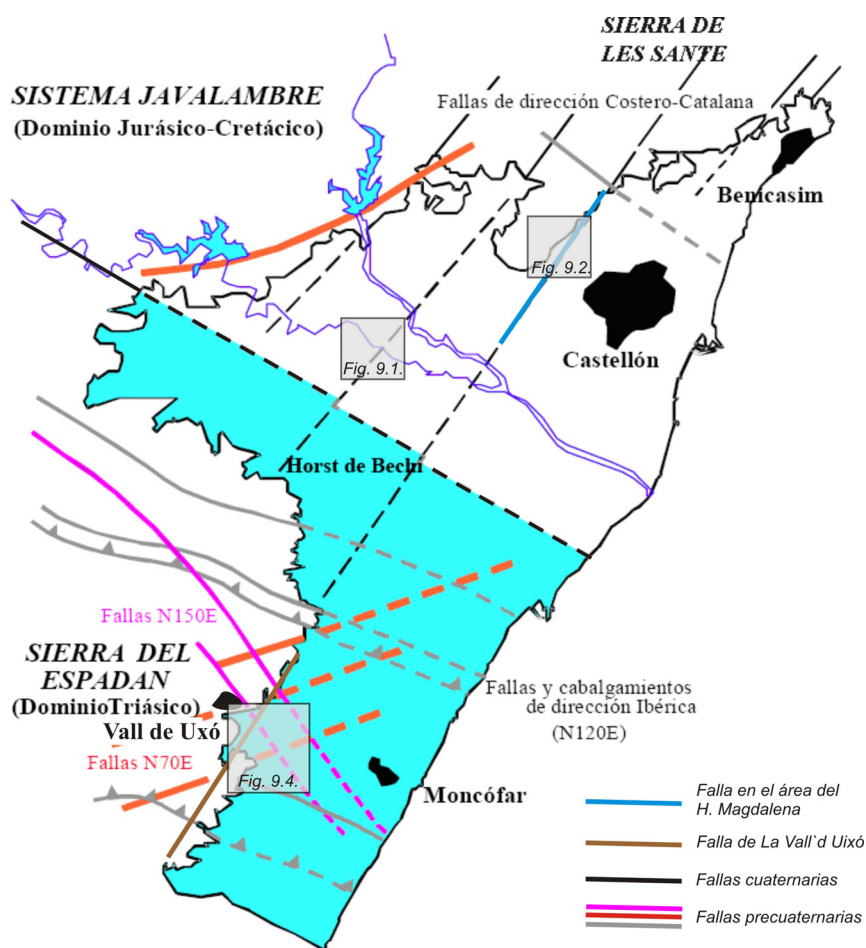


Figura 9.9.- Fracturas supuestas que limitan el Horst de Bechí (modificado de Tuñón, 2000) y las fracturas de actividad reciente que hemos reconocido. Se observa la continuidad entre las fallas de la Sierra de Las Sante (H. Magdalena), el Horst de Bechí y la falla de Vall de Uxó. Los recuadros indican la posición de las figuras anteriores.

La reinterpretación de los SEV, utilizando el modelo estructural de *horst* y *graben* propuesto por Fontboté *et al.*, (1990) para el litoral valenciano, indica que las fallas normales reconocidas afectan los niveles inferiores del Plio-Pleistoceno (Fig. 9.10. y 9.11), algo que ya se había puesto de manifiesto en los perfiles sísmicos marinos del borde valenciano (Rey y Díaz del Río, 1983; Rey *et al.*, 1999). La actividad de las fallas se mantiene al menos hasta el nivel intermedio (B, figs. 9.10 y 9.11) donde funcionaron como fallas sin-sedimentarias, con gran diferencia de potencia a uno y otro lado de la falla. La influencia del nivel freático puede distorsionar la interpretación de los niveles superiores pero parece existir un pequeño salto en el nivel superior (C, figs. 9.10. y 9.11).

En torno al Marjal de Almenara los cortes muestran la actividad de las dos familias de fallas, ibéricas y catalánides (Fig. 9.10. y 9.11). En la sección transversal a la dirección ibérica se interpreta una o varias fallas normales de dirección ibérica sin-sedimentarias con los depósitos plio-pleistocenos, que hunden el bloque sur del marjal (Fig. 9.10). La actividad de tectónica distensiva parece extenderse hasta el Holoceno.

En los perfiles paralelos a la dirección ibérica se observa que las estructuras de dirección catalánide (ENE-OSO) afectan tanto al plioceno como al cuaternario hasta prácticamente su techo. La fracturación forma un *graben* central paralelo a la costa que posiblemente influyó en la sedimentación en el margen meridional del marjal (Fig. 9.11).

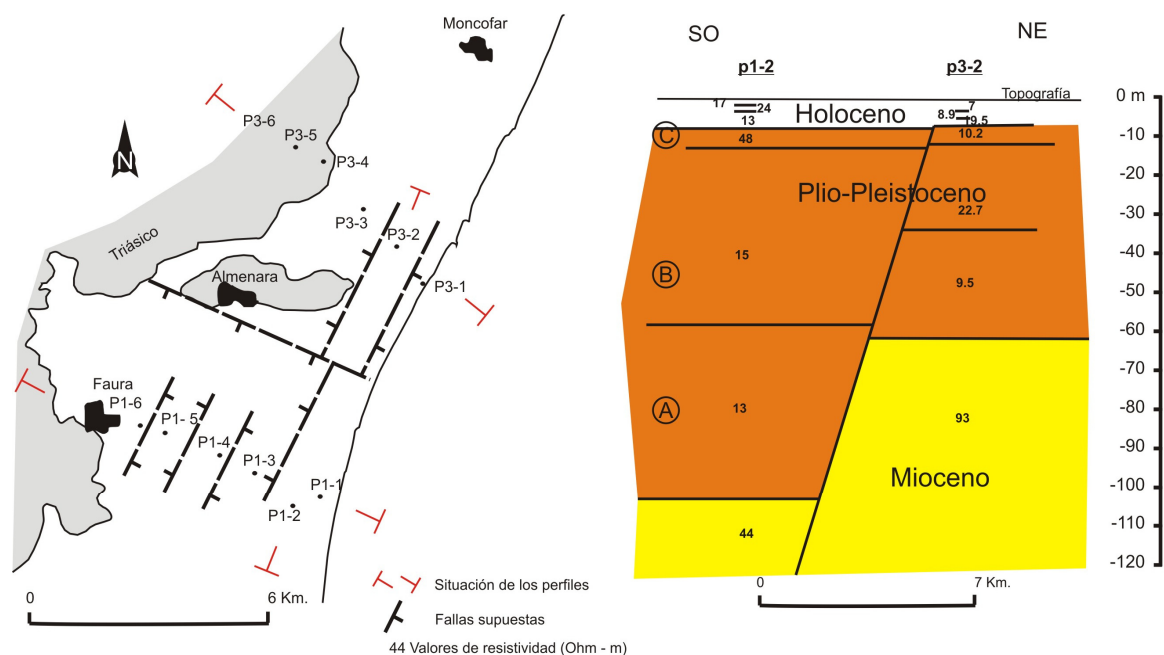


Figura 9.10.- Situación de los SEV y posible posición de las fracturas neógenas. Perfil entre los SEV p1-2 y p3-3, donde se reconoce la fracturación de los depósitos Plio – Cuaternario.

En resumen, la tectónica distensiva tanto de orientación ibérica como catalánide, que se produce durante el Plio-Cuaternario parece que se extiende hasta el Holoceno y separa el marjal de Alménara en dos áreas: la septentrional, situada sobre un bloque más elevado, con menor espesor de las unidades plio-cuaternarias; y la meridional, sobre un bloque hundido, con mayores espesores de las unidades plio-cuaternarias, con actividad sin-sedimentaria asociada a las fallas que dieron lugar a los mayores depocentros.

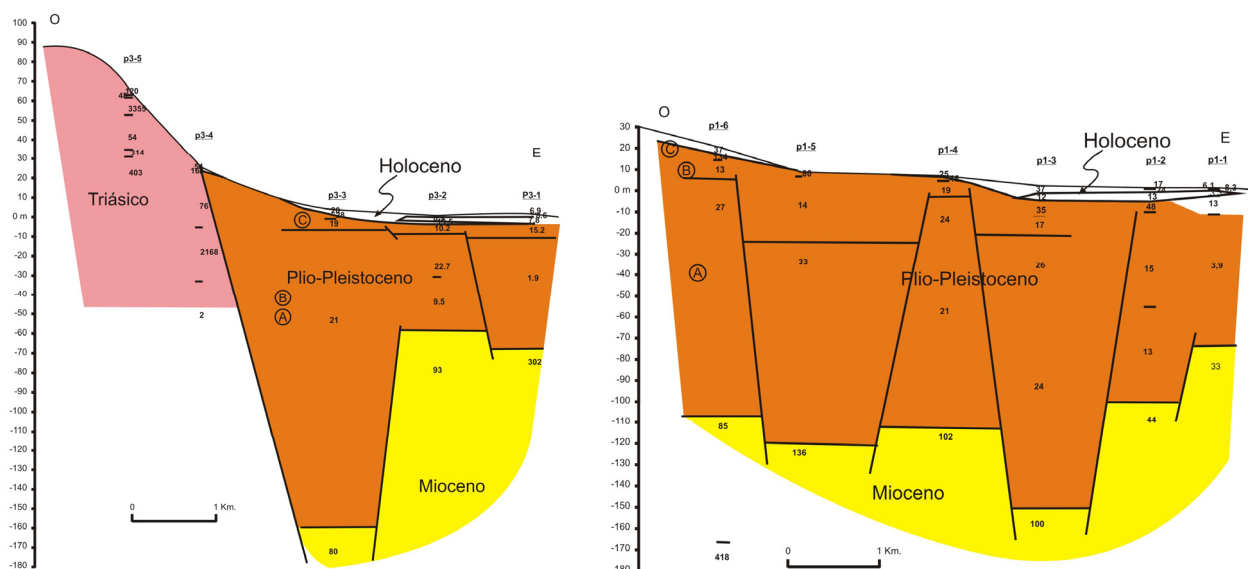


Figura 9.11.- Perfiles geofísicos obtenidos a partir de la línea de SEVs p1 y p3. La representación de las fallas en superficie está en la figura 9.10.

9.2. LÍMITE PLEISTOCENO-HOLOCENO

El límite Pleistoceno-Holoceno presenta una laguna estratigráfica asociada a erosión. En las cuencas de Alménara-Nules y Benicasim abarca desde los 22,441 a cal BP aproximadamente hasta la base del Holoceno (ca. 10.882 a cal BP), y no hay pruebas de que haya habido erosión aunque sí falta

de sedimentación (hiato) durante este periodo (Fig. 9.12). La erosión se localiza únicamente en torno a los grandes ríos donde la laguna estratigráfica se extiende al menos entre los 63,0 ka y los 12,4 ka, según el afloramiento de la gravera del río Mijares (Fig. 9.13). La caída rápida del nivel de base de los abanicos aluviales que se intuye a techo de estos hace que los cauces se encajen sobre los propios abanicos y los erosionan parcialmente (Fig. 9.13). En resumen, el límite corresponde a la combinación del paleorrelieve dejado por los abanicos aluviales Pleistocenos y la incisión fluvial, y el resultado final es la generación de cuatro pequeñas cuencas holocenas.

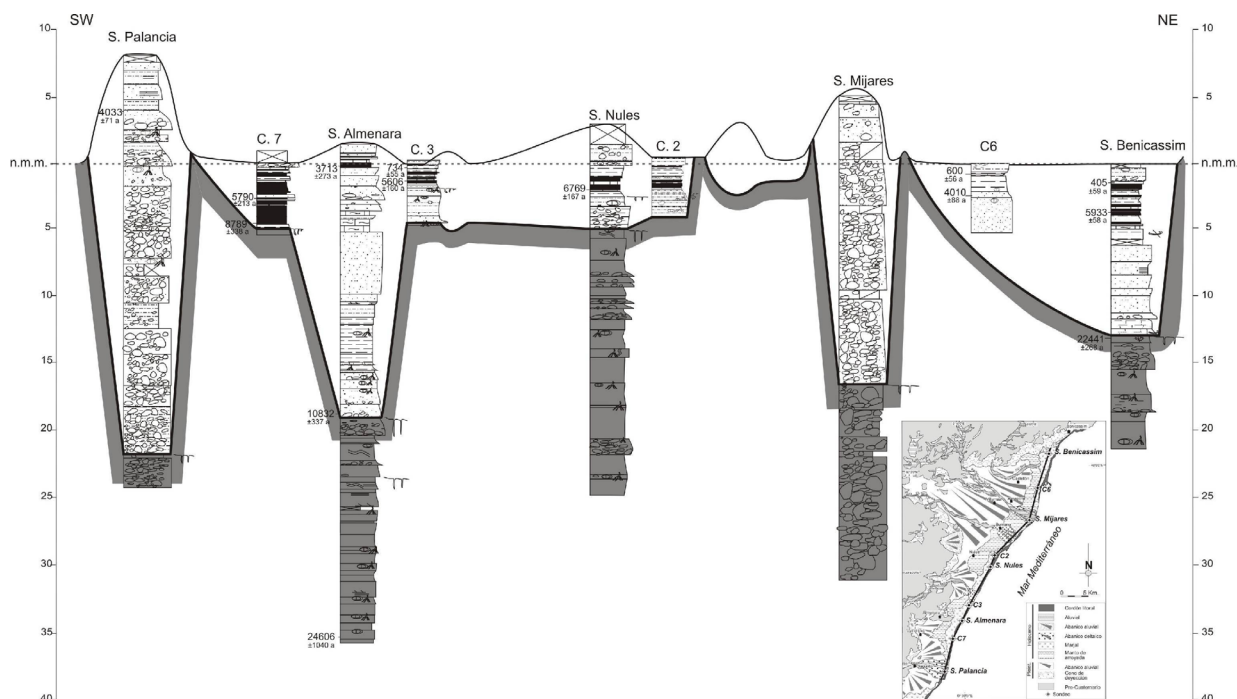


Figura. 9.12.- Correlación del límite de los depósitos Pleistocenos y Holocenos y esquema geológico con la posición de los sondeos correlacionados. Las edades corresponden a edades calibradas.

La incisión fluvial se origina por la caída glacio-eustática rápida que se produjo durante el MIS 2, al final del Último Periodo Glacial, y alcanzó su máximo ca. 21.000 años cuando según diferentes autores, el nivel del mar llegó a descender hasta 120 m respecto al nivel actual (Fig. 9.14), (Bard *et al.*, 1990a, 1990b; Hernández-Molina *et al.*, 1994; Fleming *et al.*, 1998; Amorosi *et al.*, 1999; Yokoyama *et al.*, 2000; Dias *et al.*, 2000; Schneider *et al.*, 2000; Lambeck y Chappell, 2001, Lambeck *et al.*, 2002). Este proceso de incisión fluvial se ha registrado en llanuras costeras, plataformas marinas y estuarios del Mediterráneo y Atlántico (Dabrio *et al.*, 1999,2000; Amorosi *et al.*, 1999a, 1999b; 2008; Amorosi y Milli, 2001; Fernandez-Salas, 2003) y según criterios estratigráficos se ha considerado como un límite de secuencia deposicional tipo I (Mitchum *et al.*, 1977; van Wagoner *et al.*, 1988) de 5º orden.

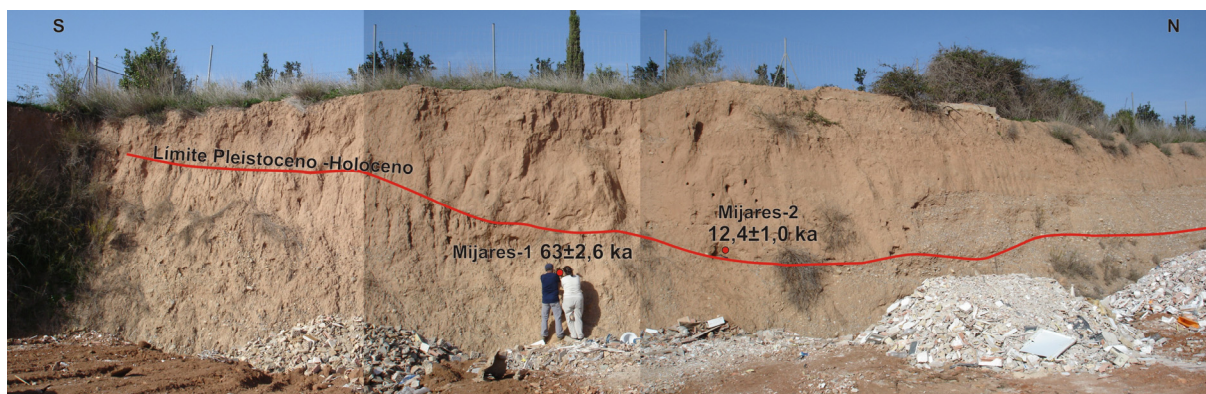


Figura 9.13. - Edades de OSL en la gravera del río Mijares. Mijares-1 se localiza a techo de los depósitos limo-arenosos del abanico aluvial de Castellón, mientras que Mijares-2 se encuentra en la base del relleno arenoso holoceno. Sección transversal a la dirección del río Mijares (situado a la derecha de la foto). En rojo la superficie erosiva que señala el límite entre los depósitos pleistocenos-holocenos.

La caída del nivel del mar durante el Último Máximo Glacial, llevó a la exposición de prácticamente toda plataforma marina actual (Marriner y Morhange, 2007), (Fig. 9.15). Asumiendo la cota de -120 m con respecto al nivel del mar actual. La línea de costa en Castellón se desplazó más de 40 km de su posición actual (Fig. 9.16) y la erosión remontante a lo largo de los cauces se tradujo, en la zona de estudio, en valles de una profundidad máxima de entre 15 a 20 m, disminuyendo paulatinamente hacia las cabeceras de los ríos. En la gravera del río Mijares la erosión está en torno a los 5 m mientras en el sondeo se sitúa a unos 17 m. No sólo se encajan los grandes cauces sino también los pequeños conos aluviales, como se pudo observar al final de la sedimentación pleistocena en los bordes de ambas llanuras, y son en parte los que siguen aportando sedimentación detrítica a las zonas bajas de las llanuras lutíticas de los abanicos, por ello la superficie de erosión que limita los depocentros del Holoceno es diacrónica.

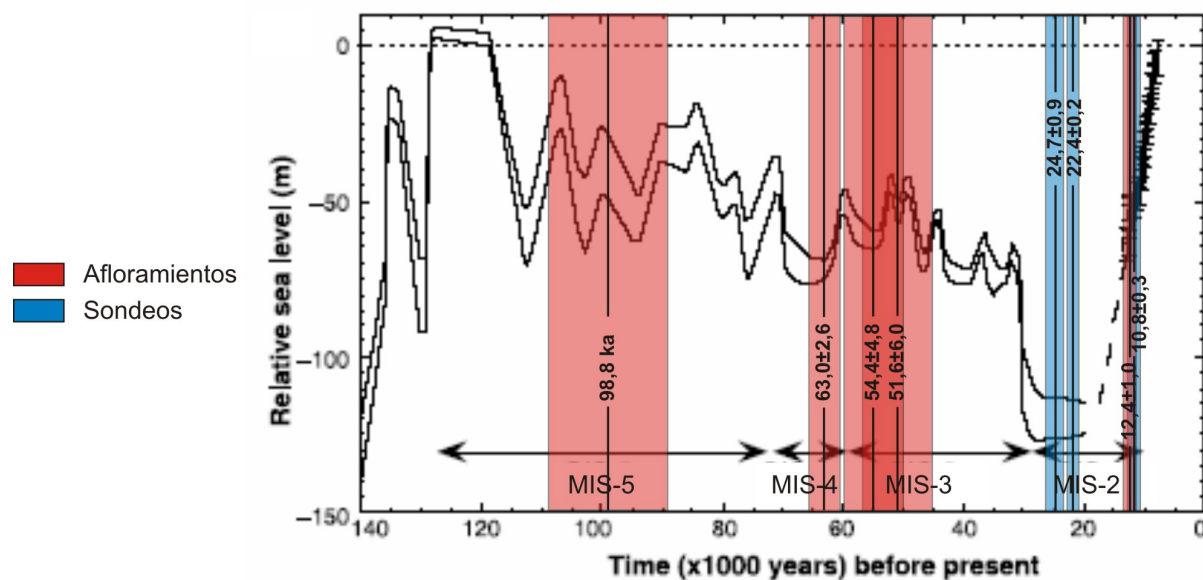


Figura 9.14.- Nivel relativo del mar en la Península de Huon, Nueva Guinea Papua, para los últimos 100.000 años inferido a partir de corales sumergidos (Lambeck y Chappell, 2001). En los sondeos de Almenara y Benicasim se registra sedimentación durante el Máximo Periodo Glacial (MIS2); por el contrario en el río Mijares hay erosión de los depósitos pertenecientes al MIS3.

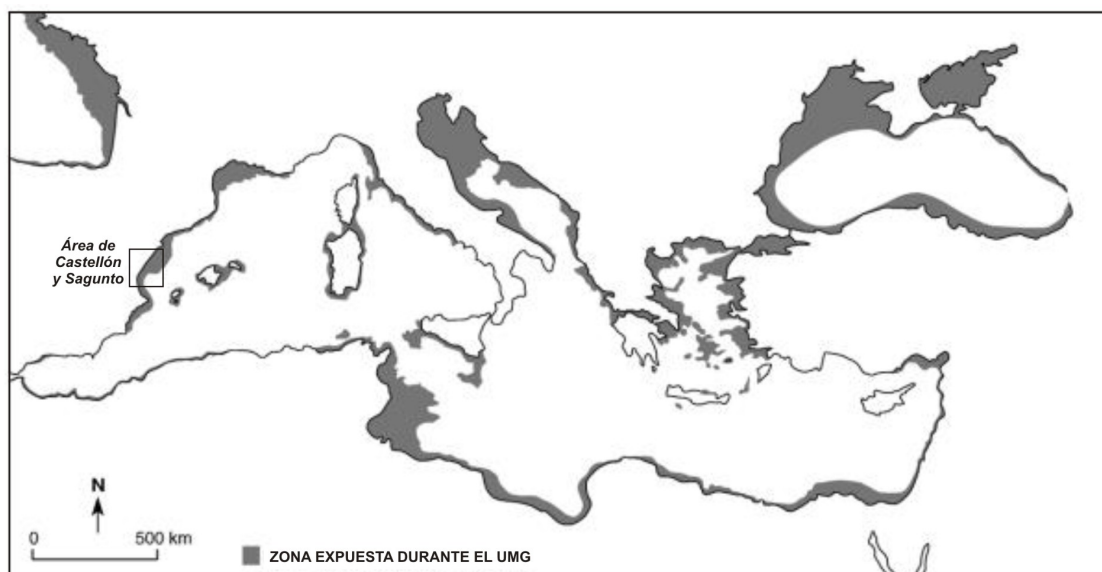


Figura 9.15.- Línea de costa durante el Último Máximo Glacial cuando el nivel del mar estaba 120m más bajo del nivel actual (modificado de Marriner y Morhange, 2007 y Bracco, 2005).

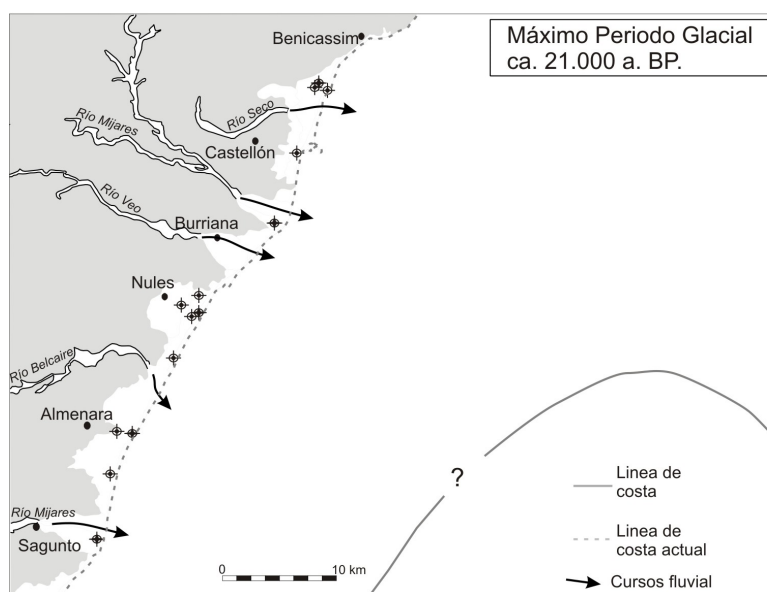


Figura 9.16.- Posible paleogeografía durante el Máximo Periodo Glacial, final del Pleistoceno, suponiendo una caída de nivel del mar de 120 m. Durante éste periodo la línea de costa estaba situada más de 40km al este respecto a la actual. Se ha tomado de referencia la curva batimétrica de los -100m.

El descenso del nivel del mar durante el Último Máximo Glacial llevó asociado que el nivel freático regional descendiera arrastrado por él (Fig. 9.17a y b). Durante el hiato sedimentario que hay entre los 21.000 y los 11.000 años, se formó en toda el área un paleosuelo de origen freático, lo que significa una elevación del nivel de base de los acuíferos y, por tanto, del nivel del mar (Fig. 9.17c). Pero además, marca un periodo de estabilización del nivel freático que permitió el desarrollo del paleosuelo. Durante los primeros estadios de la formación, el nivel freático que no llega a aflorar, se estabiliza y se comienza a concentrar el carbonato en los depósitos aluviales precedentes, preferiblemente en las granulometrías más gruesas, más permeables. Además, se generan moteados por las pequeñas fluctuaciones del nivel y, finalmente, si se concentran los nódulos de carbonato se pueden terminar formando caliches.

La formación del suelo freático señala que el nivel del mar está ascendiendo y estabilizó,

durante el cortejo sedimentario transgresivo (TST) antes de que el mar invadiera los valles y comenzará la sedimentación holocena (Fig. 9.17d). Según Wright y Marriott (1993) en la base del cortejo sedimentario transgresivo es muy característico la formación de estos paleosuelos hidromorfos (Fig. 9.18).

Durante este periodo los ríos se siguen funcionando, e incluso en la plataforma marina se ha registrado en la base del borde del margen marino una cuña progradante datada en su techo en 16.000 a BP (Nelson, 1990; Ferrán y Maldonado, 1990, Ercilla *et al.*, 2010).

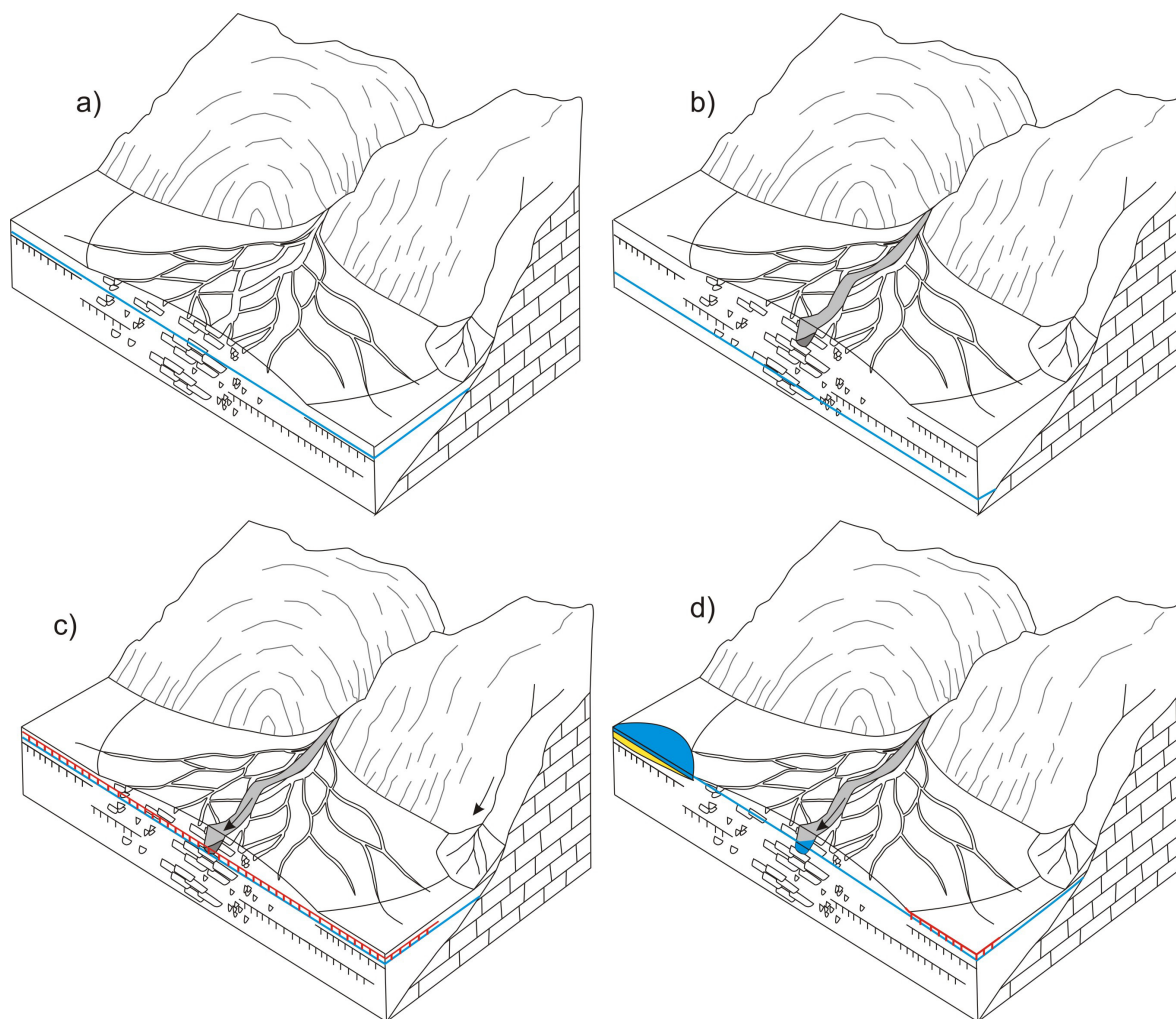


Figura 9.17.- Evolución del nivel freático (azul) en las llanuras costeras desde el final del Pleistoceno hasta el inicio del Holoceno. a) durante el final de la sedimentación pleistocena el nivel freático se encontraba muy próximo a la superficie y se forman suelos freáticos; b) durante la caída del nivel del mar el nivel freático descendió con el nivel de base de los ríos; c) durante el ascenso del nivel del mar producido por el deshielo de los glaciares, el nivel freático asciende escalonadamente y se desarrolla un suelo freático (rojo); y finalmente c) el ascenso continuado del nivel del mar hace aflorar el nivel freático y se inundan las zonas más bajas topográficamente de las llanuras costeras.

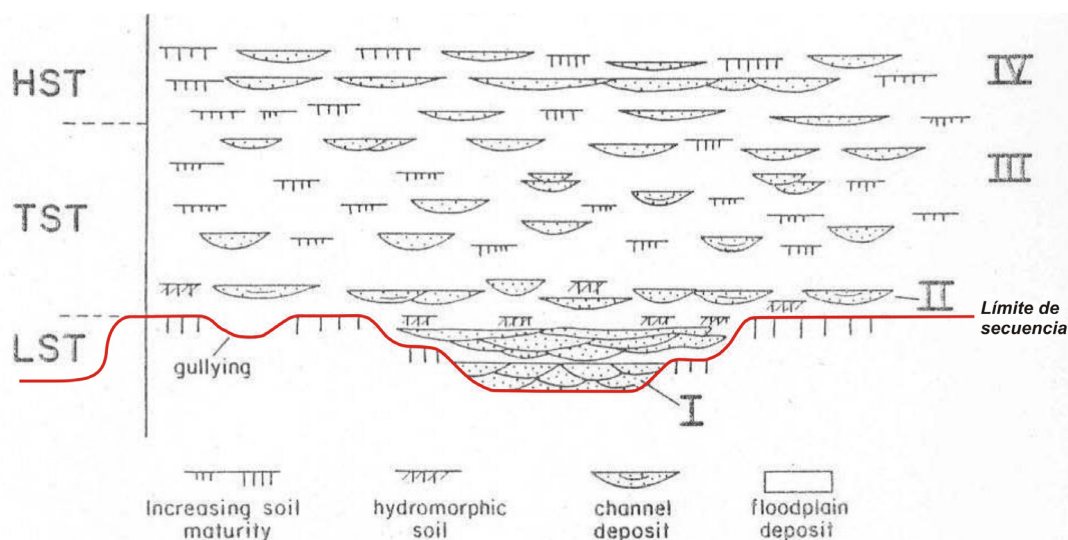


Figura 9.18.- Relación entre los depósitos aluviales y los cortejos sedimentarios según la estratigrafía secuencial. En la base del cortejo sedimentario transgresivo (TST) se forman numerosos paleosuelos freáticos (modificado de Wright y Marriott, 1993).

No hemos conseguido datar el paleosuelo hidromorfo, pero entre los 21.000 y los 11.000 años, sólo se registran dos periodos de estabilización o ralentización del nivel del mar a escala global: el evento registrado por Lambeck *et al.* (2002) entre 19.000 y 16.000 a BP, o la interrupción ligada al Younger Dryas (12.500-11.500 a BP), (Edwards *et al.*, 1993; Bard *et al.*, 1996). En el primer caso Lambeck *et al.* (2002), proponen un ascenso continuado del nivel relativo del mar de unos 3,3 mm/año y en el segundo caso se plantean una estabilización. Fairbanks (1989), propone para el Younger Dryas un período de subida del nivel del mar reducido, de tan sólo 3 mm/año, sin que se produzca una estabilización o descenso, según se corrobora por el bajada en la tasa de crecimiento de corales en Barbados (Stanford *et al.*, 2006). Teniendo en cuenta que durante los dos periodos el comportamiento del nivel relativo del mar es muy similar, y el inicio de la sedimentación holocena es próxima a los 11 ka, parece más probable que se desarrolle durante los primeros estadios del MIS 2. Además, en el contexto de la Península Ibérica, en Barbate (Cadiz) Zazo *et al.*, (2005, 2008) describen un paleosuelo sobre una superficie erosiva, que datan en torno a 21-16 cal ka BP, en lo que sería el inicio de la fusión de los casquetes y elevación del nivel del mar. En las llanuras del Po y Venecia también se registra un paleosuelo en el límite Pleistoceno-Holoceno, pero en este caso se desconoce su edad (Amorosi y Marchi, 1999; Mozzi *et al.*, 2003; Amorosi *et al.*, 2003).

9.4. HOLOCENO

La sedimentación holocena se inicia hacia los 11-12 ka cal BP, distinguiéndose dos medios sedimentarios en las partes bajas de las llanuras costeras: llanura fluvial y playa barrera, distribuidos en cuatro pequeñas cuencas. La cuencas de Almenara-Nules y Benicasim presentan un mejor registro sedimentario que se ha podido subdividir en 6 parasecuencias separadas en dos grupos limitados por la superficie de máxima inundación holocena que tiene una edad ca. 7.000 a Cal BP (Fig. 9.19). Este registro es muy similar al observado en sistemas deltaicos del Mediterráneo occidental (Somoza *et al.*, 1998; Fernández-Salas, 2008; Gámez, 2007; Amorosi *et al.*, 2008) y en las plataforma marinas (Fernández-Salas, 2008; Fernández-Salas *et al.*, 2010; Lobo *et al.*, 2014) y responde a un ascenso rápido del nivel del mar (que normalmente produce agradación o ligera retrogradación) y posterior ralentización con la consiguiente progradación de los sistemas litorales (Somoza *et al.*, 1998; Dabrio *et al.*, 2000; Zazo *et al.*, 2008).

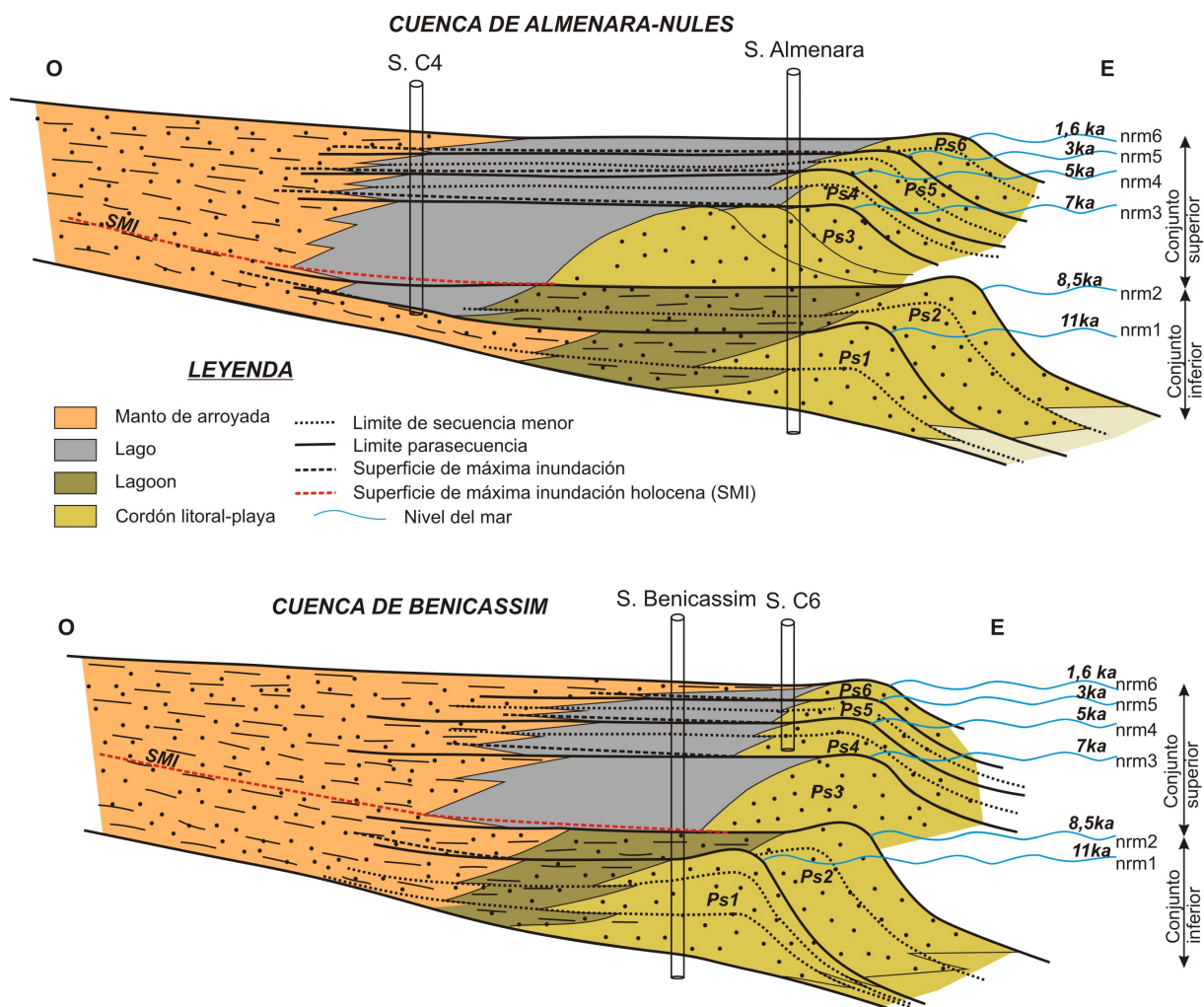


Figura 9.19.- Interpretación de la estructura estratigráfica del Holoceno de la cuenca de Almenara-Nules y de Benicassim. Se distinguen dos grupos limitados por la máxima superficie de inundación (SMI) que separa las Ps2 y Ps3 en la zona costera y la mayor expansión de los humedales en la zona lacustre.

Las parasecuencias del grupo inferior constituyen en conjunto el cortejo sedimentario transgresivo holoceno (Fig. 9.19), que representa el TST de 5º orden de Alösi y Mili (2001). El mejor registro de este cortejo sedimentario se encuentra en los depósitos de plataforma marina (Rodero *et al.*, 1999; Hernández-Molina, 2000; Lobo *et al.*, 2000, 2001; Ercilla *et al.*, 2010; Fernández-Salas *et al.*, 2003, 2010; Fernández-Salas, 2008; Gámez *et al.*, 2009; Lobo y Ridente, 2014), en los depósitos fluviales de los estuarios en Guadalete, Gilão-Almargem, Guadiana, Tinto, Odiel (Dabrio *et al.*, 1999, 2000; Boski *et al.*, 2002, 2008) y en las llanuras costeras del Po y Arno (Amorosi *et al.*, 2005, 2008, 2009). En estos casos los depósitos transgresivos están compuestos por parasecuencias o secuencias progradantes que, en conjunto, muestran una arquitectura retrogradante. En cambio, el conjunto estudiado tanto en Almenara como en Benicassim muestra una tendencia progradante con una fuerte componente agradante (Fig. 9.19) resultado del ascenso continuado del nivel del mar y de pequeñas variaciones en la tasa de velocidad de ascenso, que permite la progradación de cada una de las unidades, muy similar a las secuencias deposicionales de los deltas del Ebro (d0 y d1) o Llobregat (ISAPW y IPAS) o las parasecuencias del Golfo de León (U400 y U500), (Somoza *et al.*, 1998; Gámez *et al.*, 2009; Labaune *et al.*, 2005, 2008), donde se atribuye esta configuración progradante a la combinación del ascenso del nivel del mar con la tasa de aportes detríticos y la tasa de subsidencia. La creación de espacio de acomodación por ascenso del nivel del mar, y la subsidencia por tectónica local se compensan, tras la trasgresión, por un incremento de aportes detríticos, mayor en el caso de la

segunda parasecuencia. La diferencia de espesores entre las dos parasecuencias, menor en la segunda, indica que la creación de espacio de acomodación disminuye, posiblemente por un progresivo descenso en la tasa de velocidad de ascenso. Labaune *et al.* (2008) explican que la sedimentación de las parasecuencias en el Golfo del León se produce por una combinación del aumento de aportes y de la reducción de la velocidad de ascenso del nivel del mar en los periodos del Younger Dryas o el evento frío de 8,2 ka.

La trasgresión registrada a la base de la primera parasecuencia puede asociarse al pulso MPW-1B (Fairbanks, 1989), en torno a 11,4 – 11 ka mientras la progradación de la parasecuencia parece coincidir con una ralentización en la tasa de subida del nivel del mar registrada en los corales entre los 11 ka y los 8 ka BP (Nakada y Lambeck, 1988). En la plataforma portuguesa este episodio se caracteriza por un descenso del nivel del mar de aproximadamente de 20 m entre los 11-10 ka (Rodrigues *et al.*, 1991; Dias *et al.*, 2000), y en la llanura costera del Arno (Italia) por el desarrollo de una parasecuencia progradante en torno a los 13 ka al igual que ocurre en la llanura costera del Po (Amorosi *et al.*, 2005, 2008, 2009). Esta última edad se ajusta más a la datación obtenida en la base del abanico deltáico del río Mijares (12,4 ka BP) que parece señalar que el inicio de la parasecuencia coincidiría con el Younger Dryas, entre los 12,5 ka-11,5 ka cal BP, donde también se registra una ralentización en la subida del nivel relativo del mar (Edwards *et al.*, 1993; Bard *et al.*, 1996; Lambeck *et al.*, 2002).

Por el contrario, la progradación de la parasecuencia 2 (PS2) sí parece estar relacionada con el evento frío de Bond a 8,2 ka. La leve transgresión que se registra en la base de la parasecuencia está vinculada al pulso MPW-1C (Fairbanks, 1989) que se generó por el drenaje catastrófico de los lagos glaciares de Agassiz y Ojibwa, e interpretado como una subida global del nivel del mar del orden de 1 a 1,5 m (Turney y Brown, 2007). También se ha reconocido en el golfo de Cádiz (Boski *et al.*, 2013) y en la costa cantábrica (Leorri *et al.*, 2008), llanura costera del Arno (Amorosi *et al.*, 2009) y en el delta del Ebro (a0, Somoza *et al.*, 1998). En el área de estudio, esta subida se estima en unos 70 cm a partir de los espesores medios de las parasecuencias en los ambientes de marjal y en *lagoon* de Benicasim, si bien en Almenara supera los 3 m de espesor a causa de la subsidencia. La gran abundancia de depósitos detríticos de isla-barrera o cordón litoral en estas primeras parasecuencias confirma la gran cantidad de material detrítico que trasladaban la deriva litoral procedentes de los ríos (Fig. 9.20).

No es fácil deducir la relación de las variaciones relativas del nivel del mar con el clima circundante durante estos periodos, y en concreto con las precipitaciones. Los datos climáticos de los registros de lagos del norte peninsular señalan para el inicio del Holoceno unas temperaturas frías y abundantes precipitaciones o con fuertes variaciones estacionales (Muñoz-Sobrino *et al.*, 1997; 2007; Giralt *et al.*, 1999, Valero-Garcés *et al.*, 2000a, 2000b; González-Sampériz *et al.*, 2006, 2008; Morellón *et al.*, 2009), que fueron interrumpidas por eventos fríos y áridos, eventos de Younger Dryas y 8.2 ka (Jalut *et al.*, 2000, 2010; González-Samperiz *et al.*, 2009), durante los cuales disminuyó el aporte detrítico y se produjo una la transgresión (Labaune *et al.*, 2008). Los registros del sur peninsular señalan condiciones más áridas que se intensifican durante estos eventos (Carrión, 2002; Carrión *et al.*, 2007, 2008, 2010; Reed *et al.*, 2001; Ariztegui *et al.*, 2001; Dorado *et al.*, 2002; Pantaleón-Cano *et al.*, 2003), por lo que cabe la posibilidad de que durante estos periodos áridos las precipitaciones torrenciales potenciaran la erosión del suelo y, por tanto, la cantidad de sedimentos que transportaban los ríos al mar. Mayewski *et al.* (2004) y Magny *et al.* (2003) reconocen un cambio en la circulación atmosférica con un incremento de los vientos del noreste. Magny *et al.* (2003) proponen un incremento de la humedad en respuesta al enfriamiento en latitudes medias (50° y 43°) mientras en el norte y sur de Europa las condiciones son secas. El origen de esta humedad pudiera ser un aumento de

la velocidad de los vientos de poniente.

En la plataforma marina durante el depósito de estas dos primeras parasecuencias se formaron al menos dos unidades dentro del cortejo transgresivo post-glacial (Serra *et al.*, 2007, Gàmez *et al.*, 2009; Somoza *et al.*, 1998; Ercilla *et al.*, 2010; Lobo *et al.*, 2005, 2014; Labaune *et al.*, 2008). También es muy posible que muchos de los *lagoons* identificados recientemente a lo largo del litoral levantino (Blázquez y Usera, 2010; Carmona y Ruiz, 2011; Rodríguez-Estella *et al.*, 2011; Marco-Barba *et al.*, 2013) se formaron durante este periodo como consecuencia de la desaceleración de la subida del nivel del mar y el incremento de los aportes detríticos distribuidos por la deriva litoral, y en algún caso, incluso podría sumarse con tectónico.

El conjunto de parasecuencias superior presenta una tendencia progradante (Fig. 9.19) que se interpreta como debido a la reducción de la velocidad de ascenso del nivel del mar. Constituye el cortejo sedimentario de nivel del mar alto HST de 5º orden de Amorosi y Milli (2001). El límite entre los dos conjuntos lo constituye la superficie de máxima inundación que separa las parasecuencias 2 y 3 (PS2 y PS3) de los depósitos marinos, y pasa por el interior de la parasecuencia 3 de los depósitos continentales, donde el límite de la parasecuencia es la superficie de máxima regresión (Fig. 9.19).

A partir de 7.000 a cal BP la influencia del aporte de agua dulce al mar desde los casquetes glaciares sobre los cambios del nivel del mar se considera prácticamente nula (Pirazzoli, 2005; Yu *et al.*, 2009) debido a que el influjo del factor glacio-eustático se reduce al factor glacio-hidro-isostático que es el que va a controlar en adelante la redistribución de las masas de agua en el océano. Según Yu *et al.* (2001) el reajuste glacio-isostático (el abombamiento de la litosfera en las zonas alrededor de los casquetes y que se fue recobrando según estos se fundieron) es el responsable de la gran variabilidad de los cambios del nivel del mar de unos puntos a otros, sin tener en cuenta otros factores, que se traduce en curvas del nivel del mar muy diferentes para los últimos 7.000 años. Pero para el NO del Mediterráneo y sur de la Península Ibérica las diferencias son mínimas y, en muchos casos, las diferencias se deben a la calidad del registro y a la propia incertidumbre de las edades absolutas. .

En la zona de Castellón, el nivel del mar de los últimos 7.000 años sigue elevándose y por tanto, creando el suficiente espacio de acomodación en las áreas litorales para la sedimentación de las cuatro parasecuencias. Esto significa que esta zona se sitúa lejos de la influencia del rebote glacio-isostático y las variaciones relativas del nivel del mar se deben a factores locales (Fig. 9.19). Por lo que hemos observado, la subsidencia por efecto de la tectónica distensiva local también cesa al inicio del depósito de este conjunto de parasecuencias, cuya potencia es, en general, similar en todos los sondeos.

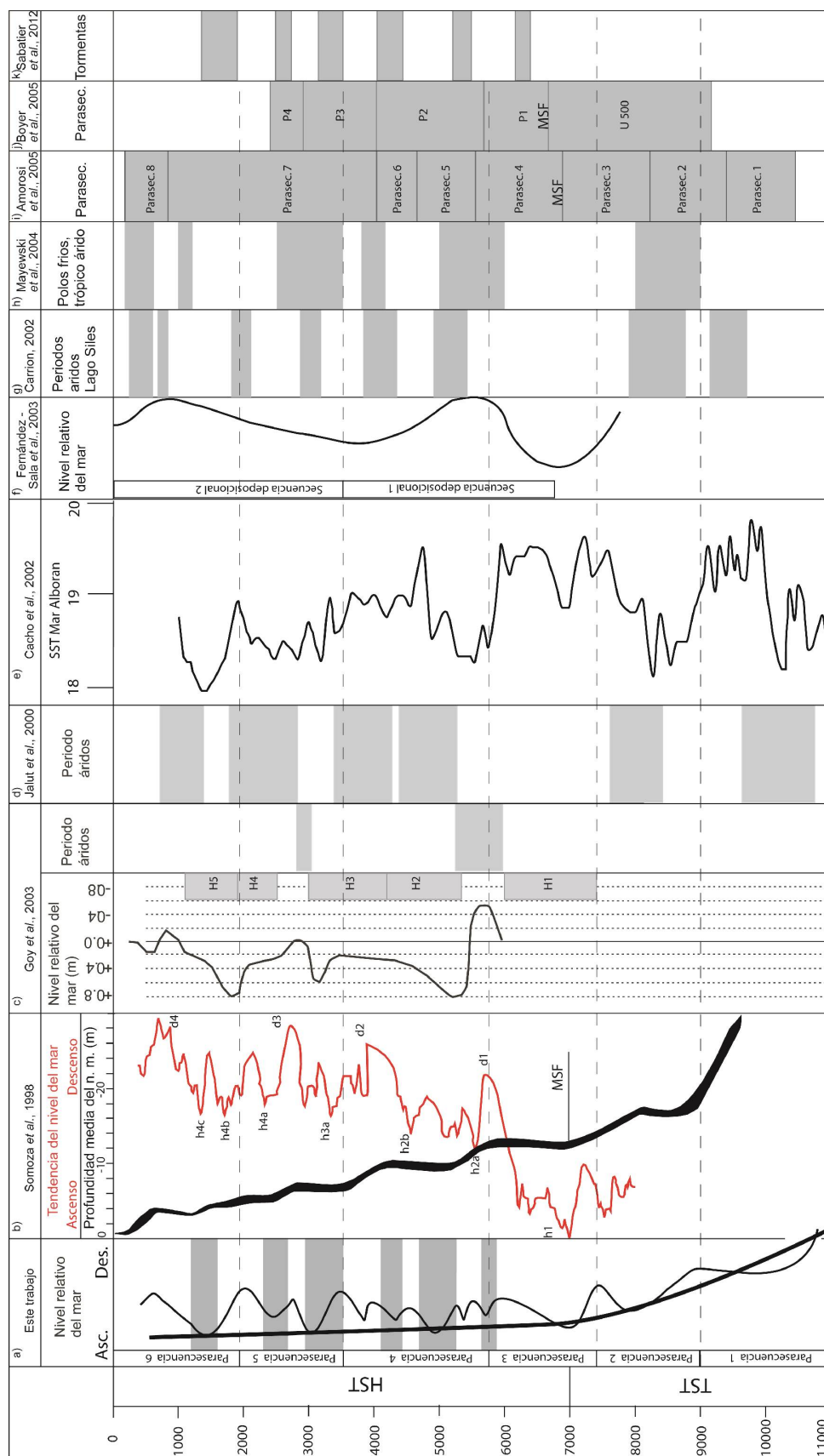


Figura 9.20. — Propuesta cronoestratigrafía de las variaciones relativas del nivel del mar y periodos áridos en el área de las Planas; b) variaciones relativas del nivel del mar y profundidad media del nivel del mar Mediterráneo en el Delta del Ebro (Somoza et al., 1998); c) variaciones relativas del nivel del mar y condiciones de aridez en la llanura litoral de Dalias (Goy et al., 2003); d) periodos de aridez en función del polen analizado en 9 lugares de la costa mediterránea (Jalut et al., 2000); e) variaciones de la temperatura superficial de la zona occidental del mar Mediterráneo (Cachó et al., 2002); f) Variaciones relativas a partir de la arquitectura de alta resolución de los depósitos de prodelta en sur de España (Fernández-Salas et al., 2003); g) periodos áridos obtenidos a partir del análisis polínico del SE de España (Carrion, 2002); h) eventos climáticos caracterizados por enfriamiento polar, aridez tropical y cambios mayores de la circulación atmosférica (Mayewski et al., 2004); i) parasecuencias del Delta del Po (Amorosi et al., 2005); j) parasecuencias del Delta del Rodano (Boyer et al., 2005); y k) niveles de tormenta identificados en los lagoones del SE de Francia (Sabatier et al., 2012).

Tomando los espesores de las parasecuencias durante este periodo como registro fiable del nivel del mar, sus las variaciones relativas están en torno al metro de altura. Es cierto que la potencia en algunas parasecuencias no llega a este espesor porque los humedales no llegaban a colmatarse del todo. Este rango de oscilación es similar al registrado en otros sistemas litorales y marinos (Zazo *et al.*, 2008; Dabrio *et al.*, 1999, 2000; Goy *et al.*, 2003; Fernández-Salas *et al.*, 2010; Ercilla *et al.*, 2010) pero en nuestro caso son los cambios en la sedimentación de los sistemas lacustres los que registran estas oscilaciones del nivel del mar. La expansión de los humedales coincide con periodos de nivel del mar alto y se caracteriza por el aumento de la profundidad, aumento de la oxigenación de la lámina de agua y de la productividad de las caráceas. Es decir, la sedimentación de las caráceas indica el nivel del mar más alto, como se observa en otros humedales costeros (Pavlopoulos *et al.*, 2006). Por tanto, la inundación de los humedales es equivalente a las unidades agradantes descritas en otros sistemas costeros y marinos (Hernández-Molina *et al.*, 1994; Somoza *et al.*, 1998; Fernández-Salas *et al.*, 2010). La posterior colmatación y progradación de los sistemas aluviales y costeros es equivalente a un descenso relativo o estabilización del nivel del mar y, en sistemas marinos o costeros, a la progradación de las cuñas infralitorales, lóbulos deltaicos y llanuras costeras. Por ello asumimos que los depósitos progradantes de la parasecuencia 3 (Fig. 9.19), posteriores a la superficie de la máxima inundación, son equivalentes a las unidades marinas F1 (Hernández-Molina *et al.*, 1994) o H1 (Fernández-Salas, 2008) o parte de la U1 (Ercilla *et al.*, 2010) de las plataformas marinas del Sur y Este de la Península. También son correlacionables con las unidades deltaicas d1 del Ebro (Somoza *et al.*, 1998), P1 del Rodano (Boyer *et al.*, 2005), la parasecuencia 4 del Po (Amorosi *et al.*, 2005, 2008) y con la unidad H1 de los sistemas de crestas de playa (*beach ridge*) de Almería (Goy *et al.*, 2003), (Fig. 9.20).

Según los datos geoquímicos del único sondeo disponible, el C3, la salinidad del Marjal de Almenara era muy baja, presumiblemente a causa de los aportes de los acuíferos dulces asociados a los materiales del Plio-Pleistoceno. Ello lleva a conclusión que se trataba de un periodo relativamente húmedo. Los registros de lagos del sur y levante español señalan un máximo de humedad entre los 7 y 6 ka BP (Fig. 9.20), (Pons y Reille, 1988; Carrión, 2002; Fernández *et al.*, 2007; Carrión *et al.*, 2007, 2008), que se extendería hasta los 5,5 ka BP según Jalut *et al.* (2000, 2009) coincidiendo con el final del Periodo Húmedo Africano (deMenocal *et al.*, 2000), aunque en la mitad norte peninsular para este periodo se establecen condiciones más áridas que en el periodo de la parasecuencia anterior (González-Sampériz *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2010). Según Cacho *et al.* (2000) la temperatura superficial del mar de Alborán (SST) baja durante la máxima inundación y luego sube progresivamente para bajar de nuevo a la entrada de la parasecuencia 4 (Fig. 9.20).

La parasecuencia 4 (PS4) se subdivide en tres secuencias menores reconocidas en los tres humedales (Fig. 9.20), en donde los periodos de mayor expansión de los humedales, coetáneos con aceleraciones en la subida del nivel del mar se producen entre 5.800-5.600 a cal BP, 5.300 – 4.700 a cal BP y 4.500 – 4.100 a cal BP (Fig. 9.20). La máxima inundación se sitúa en la segunda secuencia menor, hacia los 5.000 a cal BP, coincidiendo con un descenso de la temperatura del mar (SST) de Alborán (Cacho *et al.*, 2000). Esta arquitectura estratigráfica es muy semejante al registro del episodio h2 del delta del Ebro (Somoza *et al.*, 1998), donde se registraron tres episodios de agradación, el primero de ellos no es muy claro. En el delta del Ebro entre los 4.400 – 3.600 a BP se produce la progradación del delta del Teche (d2) y en los humedales del área de estudio se reconoce la colmatación de los humedales y progradación de los sistemas aluviales y costeros. En el delta del Rodano la unidad progradante equivalente a la parasecuencia 4 es la unidad P2 (Boyer *et al.*, 2005), y en el delta del Po son dos parasecuencias que abarcarían el registro entre 5.500 a BP y 4.000 a BP (Amorosi y Milli, 2001; Amorosi *et al.*, 2005), y por tanto, la última de las secuencias menores de

Castellón no quedó registrada (Fig. 9.20). No obstante Stefani y Vincenzi (2005) distinguen otra arquitectura para el delta del Po y reconocen unidades equivalentes a la primera y la tercera de las secuencias menores pero no la intermedia. Goy *et al.*, (2003) coinciden con estos autores en las crestas de playa de Almería donde identificaron dos unidades progradantes en un periodo descenso progresivo del nivel del mar, las unidades H2 y la base de la H3, con un límite entre ambas alrededor de los 4.200 a cal BP, coincidiendo con el evento de Bond (Bond *et al.*, 1997), y con el inicio de la última de las secuencias menores identificadas en los marjales. En cambio, más acorde con nuestra interpretación, dentro del registro marino Lobo *et al.* (2005) y Fernández-Salas (2008) distinguen la unidad intermedia infralitoral H2, equivalente a la parasecuencia 4, que a su vez separan en otras tres secuencias deposicionales menores (secuencias intermedias 5,6,7).

El registro geoquímico entre los 6.000 y 4.000 a cal BP permite interpretar un periodo de alta variabilidad en las condiciones de humedad coincidiendo con la mayor variabilidad climática de Kaplan y Wolfe (2006). De forma más específica, se observó que, al igual que otros autores en la Península Ibérica hay un periodo árido entre los 5.000 y 4.500 a cal BP (Jalut *et al.*, 1997, 2000, 2009; Dorado *et al.*, 2002; Carrión *et al.*, 2004) que ha sido interpretado por diferentes autores (McGlade y van der Leeuw, 1998; Jalut *et al.*, 1997, 2000) como un cambio significativo en las condiciones atmosféricas mediterráneas y el establecimiento de condiciones más secas y de mayor estacionalidad, es decir, se instauran las condiciones climáticas actuales en la zona mediterránea occidental (Terral y Mengual, 1999; Jalut *et al.*, 1997, 2000, 2009; Pantaleón-Cano, 2003), propiciados por los cambios de insolación de verano en el Hemisferio Norte debido a las variaciones orbitales (Wanner *et al.*, 2008). Este cambio climático coincide con el asentamiento de los humanos en las llanuras costeras, por lo que parece que las nuevas condiciones climáticas influyeron en la actividad humana (Burjachs *et al.*, 1994; Terral y Mengual, 1999; Yll *et al.*, 1999). Dicho cambio climático según Carrión *et al.* (2001) y González - Sampériz *et al.* (2002) no se produjo y en cambio es la actividad humana el principal factor de los cambios paleoambientales durante el Neolítico, especialmente por la deforestación durante el inicio de la agricultura. En cambio a escala global Mayewski *et al.* (2004) plantean, entre los 6.000-5000 a BP y 4.200-3800 a BP, dos periodos de enfriamiento de los polos y aridez en los trópicos. Estos eventos fríos del Atlántico Norte se ven reflejados en el NO del Mediterráneo como un incremento de la actividad normal de las tormentas que puede generar cambios en la hidrodinámica costera del litoral mediterráneo (Sabatier *et al.*, 2010, 2012).

La subida del nivel del mar ocurrido hacia los 3,5-3 ka cal BP. coincide con unas nuevas condiciones áridas y fuerte impacto humano. Este cambio es quizás el más significativo en todos los registros, marinos y continentales: significa el inicio de la sedimentación marina de la unidad U2 de la cuña infralitoral de Masnou (Ercilla *et al.*, 2010), o la SD2 del sur de la Península en el Golfo de Cádiz y en el Mar de Alborán, que a su vez se subdivide en dos menores, H3 y H4 (Lobo *et al.*, 2005; Fernández-Salas, 2008). Estos autores señalan en torno a los 3.500 a BP la transición entre las dos secuencias deposicionales de gran escala de los márgenes marinos, recalando que es un cambio significativo de los modelos de sedimentación marinos someros, que puede consistir en un depósito agradable o una superficie sin depósito. En los sistemas de flechas litorales emergidos esta transición ha sido también relacionada con una fase sin sedimentación, posiblemente relacionada con una intensa erosión que causa el retroceso de la línea de costa (Zazo *et al.*, 1994, 1996; Lario *et al.*, 1995; Goy *et al.*, 1996, 2003; Rodríguez- Ramírez *et al.*, 1996). Goy *et al.* (2003) reconocen la erosión o *gap* hasta los 3.155 a BP, tras el cual hay un rápido ascenso del nivel del mar de más de 60 cm. Esta elevación del nivel del mar es coetánea con la registrada en el delta del Ebro (Somoza *et al.*, 1998) donde se formó un nivel de turbera h3a (Fig. 9.20). En este caso la unidad agradable h3, coincide con nuestra parasecuencia 5, e incluso se distinguen dos secuencias menores (h3a y h3b) limitadas por una

pequeña progradación de un lóbulo deltaico y finalizando con la progradación del lóbulo Sanibel (d3). En Castellón este episodio coincide con la desecación de los tres humedales al progradar los mantos de arroyada que culminan la parasecuencia 5 (PS5). Al igual que esta configuración estratigráfica, en los deltas del Po y el Rodano, en los depósitos litorales de costa de Almería y en las plataformas marinas se distinguen dos secuencias menores separadas por una transgresión datada entre 2.700 y 2.500 a cal BP (Boyer *et al.*, 2005; Vella *et al.*, 2005; Amorosi *et al.*, 2005; Stefani y Vincenzi, 2005; Goy *et al.*, 2003; Fernández-Salas 2008 y Fernández-Salas *et al.*, 2010). Esta fecha coincide aproximadamente con el límite de las secuencias menores de la parasecuencia 5. Ambos eventos de ascenso relativo del nivel del mar (3,5-3 y 2,7-2,5 ka cal BP) coinciden con un descenso de las temperaturas en el Mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999, 2000), un incremento de las tormentas en el NO mediterráneo (Sabatier *et al.*, 2012) y un cambio en la circulación atmosférica general (Mayewski *et al.*, 2004) que, en la zona de estudio, corresponde con dos periodos áridos (Fig. 9.20), reflejados por el aumento de salinidad de los humedales de Almenara y Benicasim.

Jalut *et al.*, (1997 y 2009), basándose en el registro de polen marino y terrestre en la zona del mediterráneo occidental estimaron que, alrededor de 2780 a cal BP, se sucedieron unos veranos con sequías irregulares lo cual puede estar relacionado con el cambio en la dirección de los vientos detectados en otras zonas (Zazo *et al.*, 1996; Goy *et al.*, 2003; Stefani y Vincenzi, 2005) y que pudo dar como resultado un cambio en la dinámica costera del SE peninsular. En la zona central de la Península Ibérica, Dorado *et al.* (2002) confirma la existencia de un periodo árido alrededor de 2.500 a BP, con la desecación del registro lacustre del Sur de España (Carrión, 2002). Este periodo árido coincide con el evento frío 2 del Atlántico Norte definido por Bond *et al.*, 1997 y una disminución de la radiación solar (Mayewski *et al.*, 2004), (Fig. 9.20).

La parasecuencia más reciente (PS6) muestra una gran influencia de los ambientes continentales aluviales. La inundación de los humedales no es tan evidente según criterios litológicos, lo que indica que una reducida velocidad de ascenso del nivel del mar, que tiende a estabilizarse. La continentalización, afecta a la mayoría de los humedales costeros (Bao *et al.*, 1999), a la que contribuye la acción antrópica, al menos en los humedales del sur peninsular (Carrión *et al.*, 2001, 2004). Por todo ello, es la parasecuencia más difícil de reconocer en los registros litorales, aunque no sea el caso en los depósitos marinos. Aun así, Stefani y Vincenzi (2005) en el delta del Po reconocen un límite entre dos secuencias progradantes alrededor de los 1.400 a BP, que coincidiría con los depósitos de turba agradante h4 del delta del Ebro (Somoza *et al.*, 1998), el inicio de las unidades progradantes U3 en la cuña infralitoral de Masnou (Ercilla *et al.*, 2010), y del H4 de las plataformas marinas del golfo de Cádiz y mar de Alborán (Lobo *et al.*, 2005; Fernández-Salas, 2008). En el sistema *beach-ridge* de Almería la unidad coetánea de la PS6 es la unidad H5 que, en su inicio se caracteriza por una ascenso relativa del nivel del mar de unos a 80 cm (Goy *et al.*, 2003). Nuevamente, este alto relativo del nivel del mar coincide con un incremento de la aridez, que se registra a escala global para la Península Ibérica (Jalut *et al.*, 2000), un descenso de las temperaturas del mar de Alborán (Cacho *et al.*, 2000) y un evento frío en el Atlántico norte (Mayewski *et al.*, 2004), (Fig. 9.20).

En resumen, durante las sucesivas transgresiones marinas en los humedales costeros se produjeron la expansión de las lagunas y agradación de facies en condiciones climáticas fundamentalmente áridas. Por el contrario la progradación de los ambientes litorales y desecación de los humedales se produjeron con condiciones climáticas más húmedas, que aumentaron los aportes aluviales y fluviales que favoreció la progradación de los sistemas litorales y marinos.

El número de secuencias es prácticamente igual en todo el NO y SO del Mar Mediterráneo y se aprecia una notable contemporaneidad de los eventos independientemente del tipo de registro sedimentario (costa, delta o humedal). Las pequeñas diferencias radican en el registro local de los límites de las secuencias o parasecuencias en cada zona, los cuales dependen fundamentalmente de procesos autocíclicos, es decir, asociados al ambiente de sedimentación. La resolución de los registros sedimentarios y las desviaciones en las edades de los eventos o periodos que hemos observado también se deben a la respuesta de los medios de sedimentación a los cambios del factor alogénico. El único factor alogénico que pudiera influir en los sistemas costeros y marinos durante el HST de 5º orden del área occidental del Mediterráneo es la corriente marina superficial, que a su vez depende de la interacción entre el agua de entrada y salida a través del estrecho de Gibraltar y sus fluctuaciones y ésta, a su vez, del clima (Zazo *et al.*, 2008). En términos generales se ha observado que los incrementos en la velocidad de ascenso del nivel del mar coinciden con periodos relativos de baja temperatura del mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999, 2000), es decir que el origen de las oscilaciones depende del incremento en la entrada de agua fría atlántica. La mayor parte de los ascensos del nivel mar registrados se producen en periodos relativamente áridos en la zona central de la Península Ibérica, y húmedos en el Sur de Francia (Sabatier *et al.*, 2010, 2012) lo cual indica que la NAO y, en concreto, la NAO positiva refuerza la entrada del agua atlántica (SAW).

Durante el periodo de nivel del mar alto holoceno las llanuras fluviales del Mijares y Palancia muestran una tendencia retrogradante y no una progradación como era de esperar tras la estabilización del nivel del mar, como se registra en otros ríos del Mar Mediterráneo donde se desarrollaron deltas, Ebro, Rodano, Po y Llobregat (Maldonado y Nelson, 1990; Somoza *et al.*, 1998, 2014; Boyer *et al.*, 2005; Vella *et al.*, 2005; Amorosi *et al.*, 2005, 2009; Gaméz, 2007). En concreto, se produce una disminución progresiva de los aportes detríticos que, según llegan a la costa son redistribuidos por la deriva litoral. La disminución de los aportes seguramente es debida a las condiciones más áridas del Holoceno superior en comparación con el inferior (CLIVAR, 2010), durante el cual los abanicos presentaban una tendencia agradante.

Utilizando la morfología actual de las llanuras fluviales, curvas de nivel y batimetría (Fig. 9.22) se pone de manifiesto la ausencia total de cuerpos deltaicos que se adentren en mar. Esto es debido a la falta de aportes sedimentarios procedentes del río, de forma que el progresivo ascenso del nivel del mar no se compensa por los aportes detríticos fluviales, lo que supone un impacto negativo en la costa y su erosión.

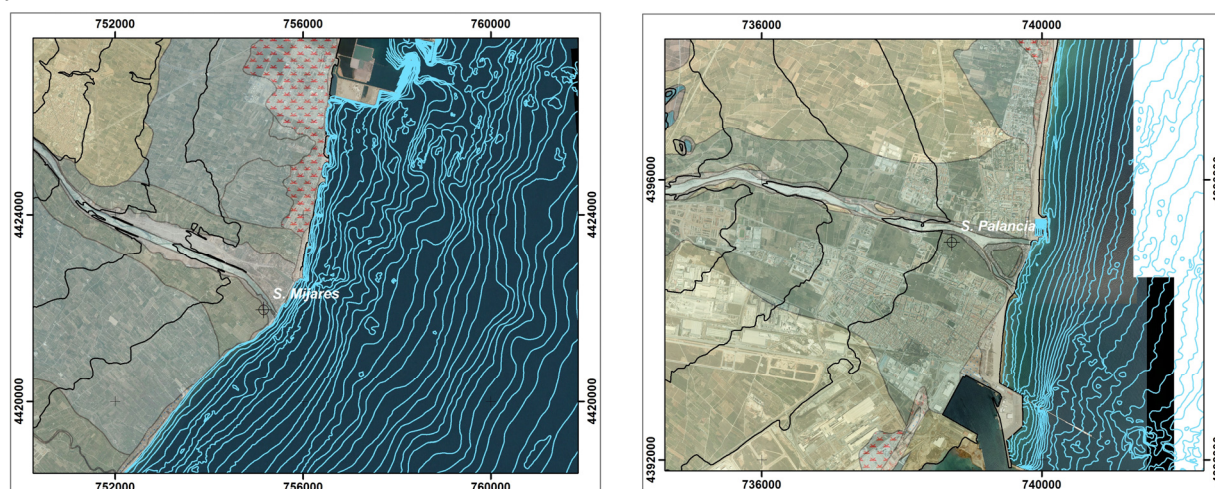


Fig. 9.22.- Cartografía de las llanuras fluviales de los ríos Mijares (izquierda) y Palancia (derecha), con curvas de nivel (equidistancia 10m) y batimetría (1m). Se aprecian unas protuberancias muy rudimentarias en donde deberían estar las acumulaciones deltaicas, lo que apunta al carácter erosivo de la costa.

9.3.1. Tectónica holocena

La actividad de las fracturas que afectaron la unidad pleistocena parece extenderse al comienzo del Holoceno según se deduce de las diferencias de espesor de las primeras parasecuencias, entre depósitos de ambientes de sedimentación semejantes. En el contexto general de la zona de estudio, el análisis de la profundidad del límite Pleistoceno-Holoceno en los sondeos situados, aproximadamente, a la misma distancia de la costa actual, y en ambientes de sedimentación semejantes, es decir, comparando los sondeos de Mijares y Palancia, y los de Almenara y Benicasim, comprobamos que hay un cierto aumento relativo de la potencia hacia el Sur de la zona (Fig. 9.23).

Analizando la tasa de subsidencia a partir del espesor de las parasecuencias holocenas, teniendo en cuenta las características del ambiente sedimentario, se observa que la actividad se concentró en torno a los sondeos de Benicasim y de Almenara. A principios del Holoceno la actividad fue más importante en la zona de Benicasim, puesto que se registra un depocentro en el sondeo de Benicasim, donde en condiciones de sedimentación muy semejante a la del sondeo de Almenara se aprecia una diferencia de espesor de casi 3 m. Esta actividad, se asocia a las fallas de la Sierra de Les Santes, responsable de la acumulación de conos de deyección entre el Pleistoceno y el Holoceno en el flanco hundido (Fig. 9.5). La actividad de estas fallas se interrumpe antes de la sedimentación de la parasecuencia 2 como se deduce de los espesores con las demás parasecuencias y tendencia hacia la homogenización de ambientes lacustres. En cambio, los espesores y las condiciones de sedimentación de la parasecuencia 2 en torno al sondeo de Almenara, indican una importante subsidencia que genera, al menos hasta el inicio de la parasecuencia 3, apreciables diferencias de espesores de hasta 5m con respecto a las parasecuencias de los demás sondeos.

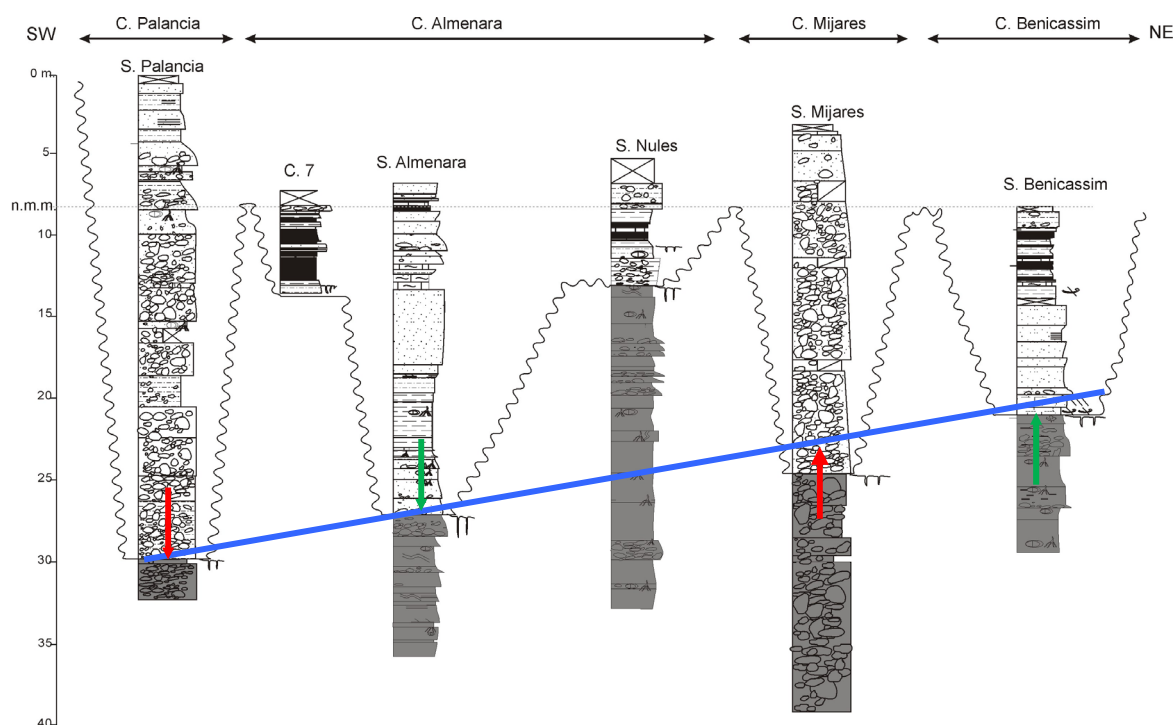


Figura 9.23.- Elevación relativa del margen norte de la Plana de Castellón. La base de las secuencias holocenas se encuentran topográficamente más alta hacia Benicasim, como señalan las flechas. Es una aproximación teniendo en cuenta el error producido por la posición relativa de los sondeos respecto al mar que es el nivel de referencia, aunque entre posiciones semejantes como son los ríos Mijares y Palancia, y las cuencas marinas-litorales Almenara y Benicasim las diferencias debieron ser muy pequeñas. Las flechas rojas y verdes indican la dirección de movimiento de la base del Holoceno en las llanuras costeras y playas, respectivamente.

En el caso de la parasecuencia 2 en el sondeo C7, la diferencia de espesor con respecto a las otras parasecuencias lacustres es de un metro. Esta diferencia de potencia indica que la actividad de las fallas asociadas a la tectónica extensional separaba el Marjal de Almenara en las zonas Norte y Sur (Fig. 9.24).

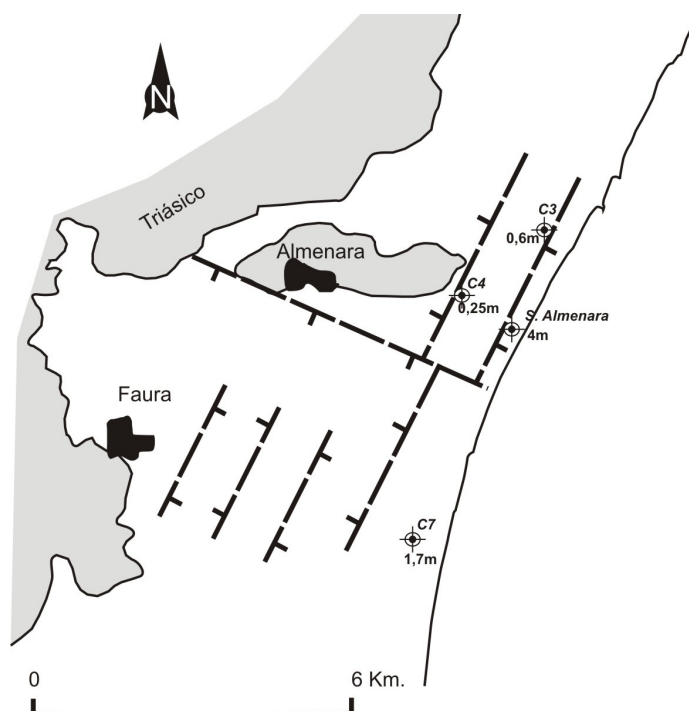


Figura 9.24. – Diferencia de espesores de la parasecuencia 2 entre los sondeos C7, C4, C3 y Almenara y posibles fallas identificadas de los perfiles de los sondeos eléctricos.

A partir de la parasecuencia 3, los espesores de las parasecuencias, en los ambientes lagunares, son muy semejantes o las posibles diferencias se miden en centímetros, entre las zonas de los marjales de Almenara, Nules y Benicasim, ello parece sugerir que la subsidencia tectónica por efecto de las fallas circundantes es mínima.

9.4. CICLICIDAD. RESPUESTA DE LOS DEPÓSITOS COSTEROS

La recurrencia en el depósito de las parasecuencias tiene una periodicidad de alrededor de 1.500-1.800 años, pero la frecuencia aumenta en los últimos 6.000 años a ciclos de 600 a 800 años que se superpone a la anterior. Las parasecuencias responden principalmente a variaciones del nivel del mar que parecen tener un carácter regional en todo el Mediterráneo occidental. Tras la desaparición del factor glacio-eustático estas oscilaciones están influenciadas, por un control climático global que modifica las corrientes oceánicas de escala más regional y en nuestro caso principalmente derivadas de las fluctuaciones en la entrada de agua de Atlántico por el Este del Estrecho de Gibraltar. Las variaciones positivas del nivel del mar coinciden con los eventos fríos detectados en la SST del Mediterráneo Occidental (Cacho *et al.*, 1999, 2001) y, probablemente, con los valores positivos de la NAO. Por todo ello, es previsible que estos ciclos, al menos los mayores, se relacionen con los eventos climáticos, de Bond *et al.*, (1997). Bond *et al.* (1997) determinó una serie de cambios climáticos durante el Pleistoceno Superior-Holoceno con una periodicidad de 1.470 años \pm 500 años y afirmaron que los eventos holocenos, parecen ser la manifestación más reciente de un ciclo climático de escala milenaria dominante que opera independientemente del estado climático glacial-interglacial. Bond *et al.* (2001) aseguraron que en el segmento holoceno del ciclo “1.500 años” nor-atlántico puede haber un mecanismo solar subyacente, y además, junto a Bianchi y McCave (1999) concluyeron que el

sistema climático terrestre es muy sensible a perturbaciones extremadamente débiles en la emisión de energía del Sol, no sólo a escala decenal, sino también a escala centenaria y milenaria.

En este sentido, se han utilizado los ciclos de nivel del mar de 5° orden y 6° orden asociados a las fluctuaciones climáticas mayores durante el Holoceno para explicar la arquitectura sedimentaria interna de los deltas del Mississippi (Boyd, 1989; Lowrie y Fairbridge, 1991; Lowrie y Hamiter, 1995), del Yangtze (Stanley y Chen, 1993), y del Tigris-Eufrates-Karun (Lambeck, 1996), de las rías Gallegas (Rey y Somoza, 1993; García-García *et al.*, 2005; García-Gil *et al.*, 2002) y varios deltas mediterráneos, como el del Nilo (Stanley y Warne, 1994), el del Ródano (Gensous *et al.*, 1993; Vella *et al.*, 2005; Boyer *et al.*, 2005; Labaune *et al.*, 2008), el del Tiber (Bellotti *et al.*, 1994), el del Ebro (Checa *et al.*, 1988; Somoza *et al.*, 1998) y el del Po (Amorosi *et al.*, 1999, 2008).

Igualmente, en las plataformas marinas del Sur y Este de la Península Ibérica se han reconocido ciclos de 4° orden, modulados por pequeñas oscilaciones del nivel del mar (1-2m) en ciclos de 5 o 6° orden (Díaz y Ercilla, 1993; Ercilla *et al.*, 1994, 1995, 2010; Hernández-Molina *et al.*, 1994, 2000; 2002; Ercilla y Alonso, 1996; Fernández-Salas, 2008; Fernández-Salas *et al.*, 2010; Chiocci *et al.*, 1997; Somoza *et al.*, 1997; Lobo *et al.*, 2005; 2014).

Fairbridge y Hillaire-Marcel (1977) han descrito ciclos de 1.500 a 1.800 años con variaciones entre 1.250 y 950 años y los han atribuido a la conjunción de los planetas. Los cuerpos progradantes descritos por Zazo *et al.* (1993) en los depósitos costeros del SE de España también presenta esta periodicidad. Además, también se encuentran en este rango de variación los eventos de cambios climáticos rápidos que representan reorganizaciones masivas en la circulación atmosférica debidos a cambios en la emisión solar (Mayewski *et al.*, 1994). Bond *et al.* (2001) y Fleitmann *et al.* (2003) relacionaron las fluctuaciones climáticas holocenas a diferentes escalas temporales con las variaciones de escala milenaria, centenaria y decenal de la actividad solar. De igual modo se han explicado las variaciones en los sistemas deposicionales del Oeste mediterráneo. Fernández-Salas (2008) reconoce que los periodos de formación de las secuencias deposicionales de escala intermedia (H) abarcan una banda desde los 2.150 a los 1.350 años, similar a los intervalos mayores entre cuerpos progradantes en el Mar de Alborán -ciclos H- que presentan una periodicidad principal que podría estar en torno a los 1.500 años (Hernández-Molina *et al.*, 1994). También en el mar de Alborán, Moreno *et al.* (2005) observan un incremento de la productividad primaria como consecuencia de los cambios hacia el sur de los vientos del NO, normalmente con una ciclicidad de 1.470 años. Por su parte Sabatier *et al.* (2008, 2012) asocian el incremento de las tormentas en el sur de Francia con los eventos fríos de Atlántico Norte (Bond *et al.*, 1997).

En los depósitos litorales, Goy *et al.* (2003) dedujeron que los conjuntos de *beach-ridge* de Almenaria revelan una periodicidad milenaria (1.400/1.200 años) durante las tres primeras fases progradantes (H1, H2 y H3) asociada a los ciclos áridos que coinciden con los eventos fríos de Bond (Zazo *et al.*, 2008). También hay una periodicidad decenal y centenaria (800/600 años) durante las fases más recientes de progradación (H4 y H5), donde correlacionan las periodicidades de mayor frecuencia, decenas de años, a las variaciones de la NAO, como también hicieron al igual que Rodríguez-Ramírez *et al.* (2000) en la costa de Huelva.

Los ciclos menores (600 a 800 años) también se reconocen en las cuñas infralitorales en las que Fernández-Salas (2008) distingue periodicidades, entre los 700 y 400 años, durante el HST Holoceno equivalentes a los ciclos C de Hernández-Molina *et al.* (1994). Estos ciclos se correlacionan con los ciclos climáticos de escala submilenaria, que pueden estar vinculados con los cambios en la actividad solar que se deducen de las fluctuaciones en la tasa de producción de ^{14}C (Stuiver y Braziunas, 1989),

que a su vez se asocian a la variabilidad solar. Si lo comparamos con el $\Delta C14$ residual (Stuiver *et al.*, 1998), se puede observar que los niveles mínimos de la curva coinciden con los mínimos de la actividad solar (valores positivos de $\Delta C14$ residual) y por lo tanto, con periodos fríos. En este sentido correlacionan con buena precisión los seis eventos fríos que Cacho *et al.* (2001), (AC1- ACYD) describen en el Mar de Alborán, dentro de la tendencia general de enfriamiento del Holoceno. Cacho *et al.* (2001) calculan una periodicidad de 730 años para todos los eventos.

Otros registros climáticos de periodicidades menores, como la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), cuyas periodicidades varían entre 250, 16,7, 7,9, 3,5 y 2,1 años también afectan indirectamente a la formación y desarrollo de los depósitos de alto nivel del mar (Rodrigo *et al.*, 1999). La NAO está relacionada directamente con los índices de precipitación y temperatura en la Península Ibérica, de manera que las épocas de alta precipitaciones y baja temperaturas (índice de radiación solar negativa) coinciden con un índice NAO negativo [NAO(-)], (Rodrigo *et al.*, 1999; Pozo-Vázquez *et al.*, 2004). También se ha demostrado que la gran variabilidad interanual en los caudales de los ríos de la Península Ibérica está modulada por el índice NAO (Trigo *et al.*, 2004; Pociask-Karteczka, 2006), lo que afecta directamente al aporte de sedimentos al mar, y por tanto, a la formación de los depósitos costeros y litorales (Goy *et al.*, 2003). Esta correlación del índice NAO(-) con el aumento de las lluvias y del aporte sedimentario también se ha descrito en otros lugares del Mediterráneo (Cullen y deMenocal, 2000; Maas y Macklin, 2002; Cullen *et al.*, 2002; Struglia *et al.*, 2004), el Mar Negro y el Mar Rojo (Lamy *et al.*, 2006).



CAPÍTULO 10. CICLOS DE ALTA FRECUENCIA. VARIACIONES GEOQUÍMICAS DE LOS HUMEDALES Y FACTO- RES LOCALES

CAPITULO 10: CICLOS DE ALTA FRECUENCIA. VARIACIONES GEOQUÍMICAS DE LOS HUMEDALES Y FACTORES LOCALES

10.1. LOS HUMEDALES COSTEROS COMO INDICADORES DE VARIACIONES RELATIVAS DEL NIVEL DEL MAR

La diferencia entre estudiar humedales costeros y otros sistemas litorales (flechas litorales, *beach ridge*, deltas, dunas, etc.) es que los humedales suelen presentar registros sedimentarios muy continuos y con pocos hiatos sedimentarios porque normalmente no se ven afectados por procesos erosivos.

Como se ha mostrado la morfología de la costa castellonense prácticamente no cambia después del máximo transgresivo, en torno a los 6.500-7.000 a. BP, y está compuesta por un estrecho cordón litoral que protege una serie de marjales. La combinación del análisis estratigráfico y del análisis geoquímico permite determinar las variaciones relativas del nivel del mar de ciclo corto. De este modo se han reconocido los cambios sedimentarios sufridos por los humedales y, además, los factores que los determinan. Para ello, apoyándonos en el conocimiento del comportamiento actual de los marjales, sobre todo en cuanto a las variaciones hidroquímicas del agua se deduce que la química del agua del marjal depende directamente de la mayor o menor influencia del agua marina y de la cota que alcanza la lámina de agua dentro del marjal. Los cambios en la salinidad del agua se deben fundamentalmente a las variaciones en la posición de la interfase agua marina-continental, y los cambios de profundidad y extensión de los humedales dependen de las variaciones relativas del nivel del mar, que actúa como su nivel de base (Fig. 10.1).

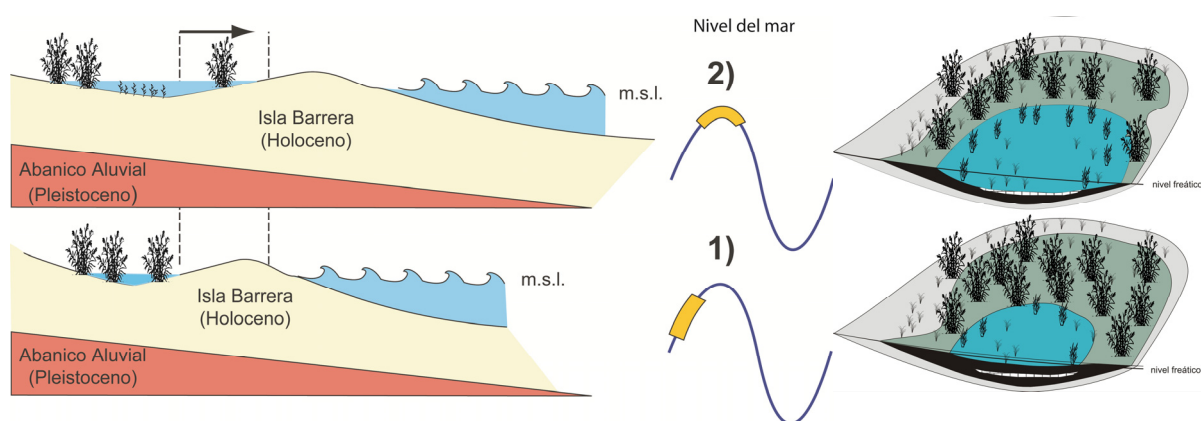


Figura 10.1.- Relación de los humedales costeros de Castellón con las fluctuaciones del nivel del mar. Durante el periodo de nivel del mar alto, los marjales se expanden y se desarrollan varios cinturones de facies, mientras que durante los periodos de nivel relativo del mar bajo los humedales se restringen y pueden desaparecer los cinturones de facies.

El modelo hidrogeológico indica que la cota que alcanza la lámina de agua de los humedales está regulada por el acuífero libre plio-pleistoceno y ésta, es igual al nivel de base que constituye el nivel medio del mar. Teniendo en cuenta que se trata de un mar micromareal, el registro preservado indica las variaciones superiores a los 20 cm que supone el rango de marea y que perduran un cierto tiempo. Por otro lado, las variaciones de la salinidad en los humedales se deben a la situación de la interfase agua marina-continental que se mantiene más o menos alrededor del cordón litoral arenoso. Dicha interfase está directamente relacionada con los aportes provenientes del acuífero dulce del plio-pleistoceno y este, a su vez, con los de la lluvia y de los acuíferos mesozoicos (Fig. 10.2). En condiciones estables, dicha interfase se mantiene en una posición fija, de forma que, no se producirían

CICLOS DE ALTA FRECUENCIA. VARIACIONES GEOQUÍMICAS DE LOS HUMEDALES Y FACTORES LOCALES

fluctuaciones en la química del agua de los marjales, puesto que la presión del agua salada y dulce es estable. Si tenemos en cuenta que para este periodo la química del agua del mar es constante, serán las variaciones en el agua dulce continental las que generarán dichos cambios. El hecho de que estas fluctuaciones se produjeran en los dos humedales al mismo tiempo parece confirmar que no se deben a efectos puntuales del propio humedal (por ej: permeabilidad del cordón litoral, subsidencia,...) sino a procesos a escala de cuenca.

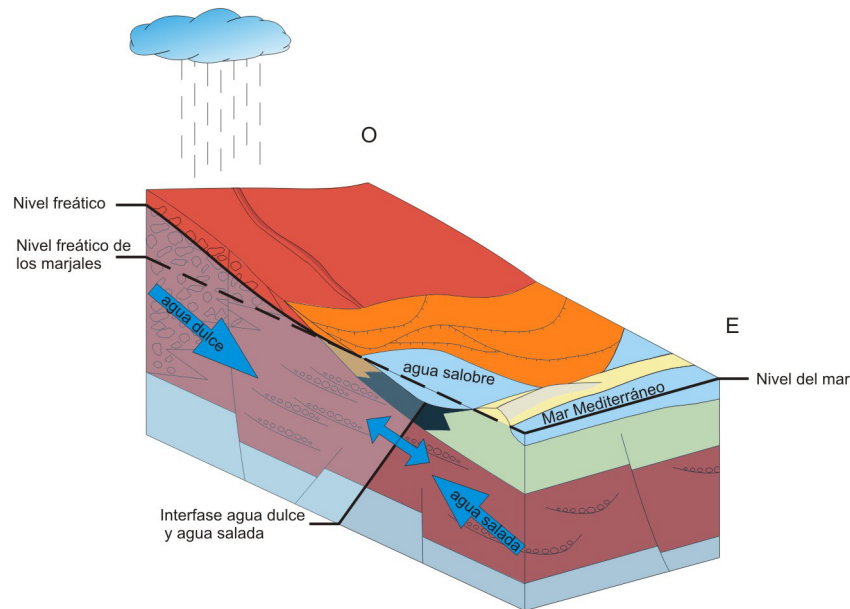
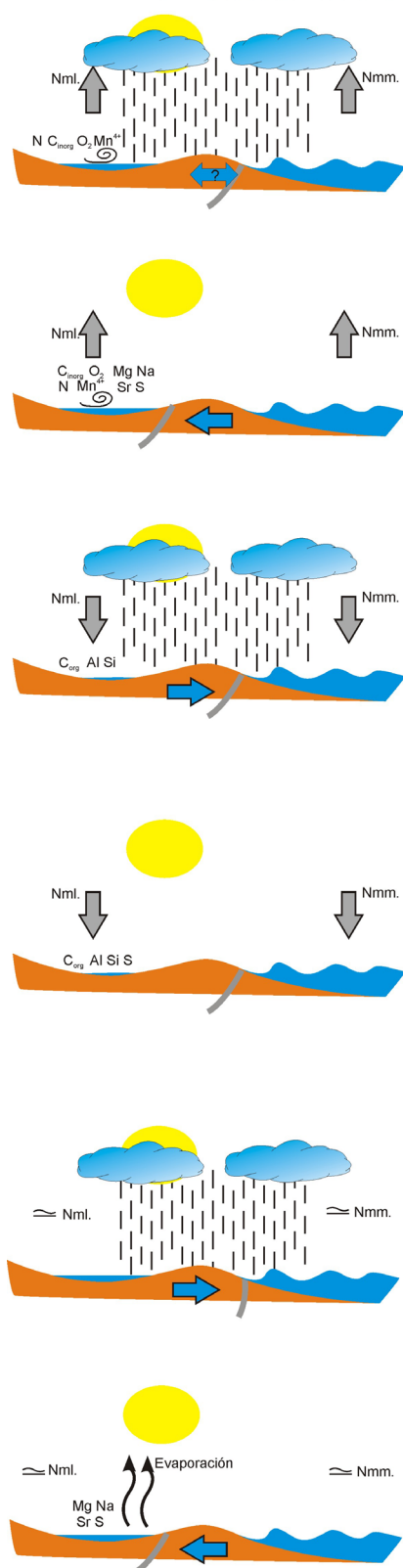


Figura 10.2.- Modelo hidrodinámico del acuífero plio-pleistoceno que aporta el agua a los marjales de Almenara, Nules y Benicasim.

Asumiendo el modelo anterior y el registro estratigráfico de los marjales hemos deducido los factores condicionantes de las variaciones en los humedales durante el último periodo de nivel mar alto, es decir, los últimos 7.000 años, y que se resumen en la Figura 10.3.



Condicionantes ambientales: periodo húmedo y ascenso relativo del nivel del mar.

Interfase agua dulce/agua marina: en equilibrio.

Laguna: Ascenso del nivel freático de la laguna, expansión del humedal, incremento de la oxigenación de la lámina de agua, aumento del C inorgánico y de las plantas acuáticas.

Condicionantes ambientales: periodo seco y ascenso relativo del nivel del mar.

Interfase agua dulce/agua marina: se desplaza hacia tierra.

Laguna: Ascenso del nivel freático de la laguna, expansión del humedal, incremento de la oxigenación de la lámina de agua, aumento del C inorgánico, de las plantas acuáticas y de la salinidad.

Condicionantes ambientales: periodo húmedo y descenso relativo del nivel del mar.

Interfase agua dulce/agua marina: se desplaza hacia mar.

Laguna: Descenso del nivel freático de la laguna, retracción del humedal, condiciones reductoras, incremento del C orgánico y aumento de los aportes siliclásticos de los márgenes.

Condicionantes ambientales: periodo seco y descenso relativo del nivel del mar.

Interfase agua dulce/agua marina: en equilibrio.

Laguna: Descenso del nivel freático de la laguna, retracción del humedal, condiciones reductoras e incremento del C orgánico.

Condicionantes ambientales: periodo húmedo y nivel relativo del mar estable.

Interfase agua dulce/agua marina: desplazamiento hacia el mar.

Laguna: Nivel freático de la laguna estable, sin cambios en el cinturón de facies. Pequeño descenso de la salinidad.

Condicionantes ambientales: periodo seco y nivel relativo del mar estable.

Interfase agua dulce/agua marina: desplazamiento hacia tierra.

Laguna: Nivel freático de la laguna estable, sin cambios en el cinturón de facies. Ligero incremento de los elementos salinos.

Figura 10.3.- Modelo de funcionamiento de los humedales de las planas en relación cambios climáticos y del nivel del mar.

10.2. FACTORES DETERMINANTES DE LOS CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR DE LOS ÚLTIMOS 4.000 AÑOS DEDUCIDOS A PARTIR DE LOS DATOS GEOQUÍMICOS

10.2.1. Reconstrucción de las condiciones climáticas y del nivel del mar para los últimos 4.000 años

La fiabilidad de la evolución vertical deducida para los dos marjales se ve refrendada por la semejanza en las tendencias de las curvas geoquímicas de los tres sondeos (Fig. 10.4). Los cambios en los elementos o relaciones son muy similares, las únicas diferencias se deben probablemente al margen de error de las dataciones. La simultaneidad en los cambios registrados en los dos marjales durante estos 4000 años (periodo donde coinciden las curvas) indica que los procesos que controlan la sedimentación son regionales, que debieran coincidir con los que actuaron en otras zonas del litoral mediterráneo español. Cabe suponer que las variaciones del nivel del mar y los cambios climáticos registrados en la costa castellonense y posiblemente en el NO Mediterráneo. Dichos cambios en la posición relativa del mar, como ya advirtieron Yokohama *et al.* (2001) dependerán de los denominados factores locales (estérico, corrientes oceánicas, oleaje,...) de Mörrer (1981), los cuales, a su vez dependen directamente de las condiciones climáticas de la región, es decir, del clima.

En este capítulo, intentaremos determinar los factores que han modificado la altura relativa del nivel del mar y las condiciones climáticas en la Península Ibérica durante los últimos 4.000 años, aportando nuestros datos climáticos a los ya conocidos.

El primer gran cambio se registró entre los ca 3.700 los 2.700 a cal BP en ambos humedales y responde a un periodo de alto nivel del mar, donde se amplía la extensión de la zona inundada, aumenta la profundidad y hay buenas condiciones de oxigenación (Fig. 10.4). Este periodo es equivalente al nivel relativo del mar alto donde se desarrollaron los sistemas de crestas de playa H3 de Campo de Dalías-Roquetas (Goy *et al.*, 2003), la H3 de los depósitos infralitorales (Lobo *et al.*, 2005; Fernández-Salas, 2008) y los depósitos turbosos agradantes h3 del Delta del Ebro (Somoza *et al.*, 1998). Durante este periodo se produce un descenso relativo y progresivo del aporte de aguas dulce freáticas que asociamos a un incremento de la aridez (Fig. 10.4), coincidiendo con las fases áridas de final de la Edad del Bronce y de la Edad de Hierro que se registran en otros depósitos continentales de la Península Ibérica (Jalut *et al.*, 2000; Carrión, 2002; Carrión *et al.*, 2010; Fletcher *et al.*, 2007; Martín-Puertas *et al.*, 2008, 2010), y en el registro marino (Bernárdez *et al.*, 2008; Combourien Nebout *et al.*, 2009; Nieto-Moreno *et al.*, 2011). En el río Turia (Carmona y Ruiz, 2011), se reconocen grandes eventos de inundaciones al igual que en el centro peninsular (Thorndycraft y Benito, 2006a, 2006b; Benito *et al.*, 2008).

Este periodo de alto nivel relativo del mar y aumento de la aridez en la Península Ibérica es simultáneo con el progresivo descenso de la temperatura en el mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999; Emeis *et al.*, 2000) debido a la intensificación en la entrada de agua fría atlántica (MAW, Modified Atlantic Water), (Cacho *et al.*, 2000) y a la formación de agua profunda mediterránea (WMDW, Western Mediterranean DeepWater) en la zona del Golfo del León (Frigola *et al.*, 2007) por intensificación de los vientos del noroeste (Milot, 1999; Pinardi y Masetti, 2000; Frigola *et al.*, 2007). También se acrecientan los aportes procedentes del Sahara (Martín-Puertas *et al.*, 2010) y Mayewski *et al.*, (2004) reconocen la intensificación de los vientos procedentes del noreste, al igual que Sabatier *et al.* (2012), Vella *et al.* (2005) y Clarke *et al.* (2002) reconocen un aumento de las tormentas de origen atlántico en suroeste de Francia. La distribución de los vientos y precipitaciones de la Península Ibérica para dicho periodo parece coincidir con el predominio de una Oscilación del Atlántico Norte

(NAO) positiva. A escala global este periodo coincide con la disminución de la radiación solar (Fig. 10.4) que llega a un mínimo en torno a los 2.800 a cal BP (Steinhilber *et al.*, 2009), asociado con un evento Bond frío en la región del Atlántico Norte (Bond *et al.*, 2001).

Durante el periodo comprendido entre 2.700 y los 1.700 cal a BP el nivel relativo del mar parece haberse estabilizado y se tiende a la colmatación de ambos humedales por el incremento en los componentes siliclásticos (Fig. 10.4). En los deltas del Ebro y Rodano progradan los lóbulos deltaicos y llanuras deltaicas (Somoza *et al.*, 1998; Vella *et al.*, 2005; Boyer *et al.*, 2005), lo que confirma la estabilización del nivel de base de ambos y se descarta la posibilidad de un aumento de aportes fluviales puesto que los sistemas climáticos donde se encuentran sus cuencas de recepción son diferentes según la circulación atmosférica actual. En la plataforma marina se registra la progradación de una nueva cuña infralitoral progradante (Fernández-Salas *et al.*, 2010; Ercilla *et al.*, 2010), equivalente en sureste peninsular en la zona costera del Campo de Dalías-Roquetas (Goy *et al.*, 2003) al desarrollo de un complejo de crestas de playa H4, con una configuración de nivel relativo mar ligeramente más bajo que la anterior. En el río Turia, Carmona y Ruiz (2011) describen un periodo estable, con agradación y formación de *leves* y sin registro de inundaciones. El límite está marcado por una intensificación de los vientos procedentes del O y SO, como se ha observado en otras zonas meridionales de la Península Ibérica (Goy *et al.*, 1998; Borja *et al.*, 1999; Dabrio *et al.*, 2000).

La salinidad en ambos humedales durante este periodo es baja y aumentan los aportes de agua dulce del acuífero, lo que indica precipitaciones abundante. Este coincide con lo observado en toda la Península Ibérica (Cearreta *et al.*, 2003; Desprat *et al.*, 2003; Bernárdez *et al.*, 2008; Thorndycraft y Benito, 2006; Benito *et al.*, 2008; Macklin *et al.*, 2006; Lebreiro *et al.*, 2006; Gil-García *et al.*, 2007; Ruiz-Zapata *et al.*, 2010; Martín-Puertas *et al.*, 2008, 2009, 2010; Nieto-Moreno *et al.*, 2011) para el Periodo Húmedo Romano (Fig. 10.4). También coincide con un aumento de la SST en mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999, 2000), y un descenso en la intensidad de los vientos del NO en el suroeste francés (Frigola *et al.*, 2007). Todos estos rasgos parecen indicar que predomina la NAO negativa, como proponen Zazo *et al.* (2008) y Bernárdez *et al.* (2008).

Durante este periodo se ha registrado un breve evento de nivel del mar alto datado hacia los 2.500 o 2.300 a cal BP, dependiendo del sondeo (Fig. 10.4), e incremento de la aridez, que es correlacionable con la agradación del lóbulo deltáico Sanibel del delta del Ebro (Somoza *et al.*, 1998), y la formación de las turbas h4a durante la elevación relativa del nivel del mar mediterráneo o en el Puerto de Mazarrón (Rodríguez-Estrella *et al.*, 2011). También puede ser equivalente al aumento de aridez e intensificación de los vientos registrado en la zona meridional de la península (Goy *et al.*, 1998, 2003; Borja *et al.*, 1999; Dabrio *et al.*, 2000), aunque no se ha descrito en la laguna de Zoñar (Martín-Puertas *et al.*, 2008, 2009, 2010). En los registros polínicos continentales (Dorado *et al.*, 2002; Jalut *et al.*, 2000; Carrión, 2002) y marinas (Combourieu-Nebout *et al.*, 2009) se observó aridificación de en las primeras fases del Periodo Húmedo Romano, también registrado en los depósitos marinos (Nieto-Moreno *et al.*, 2011). Dicho evento coincidiría con una intensificación del agua profunda del mediterráneo (WMDW), (Frigola *et al.*, 2007), (Fig.10.4), de las tormentas atlánticas en el SW de Francia (Sabatier *et al.*, 2008, 2012) y de la humedad en Europa central (Magny, 2004) y a escala global, es correlacionable con un mínimo de actividad solar (Steinhilber *et al.*, 2009).

CICLOS DE ALTA FRECUENCIA. VARIACIONES GEOQUÍMICAS DE LOS HUMEDALES Y FACTORES LOCALES

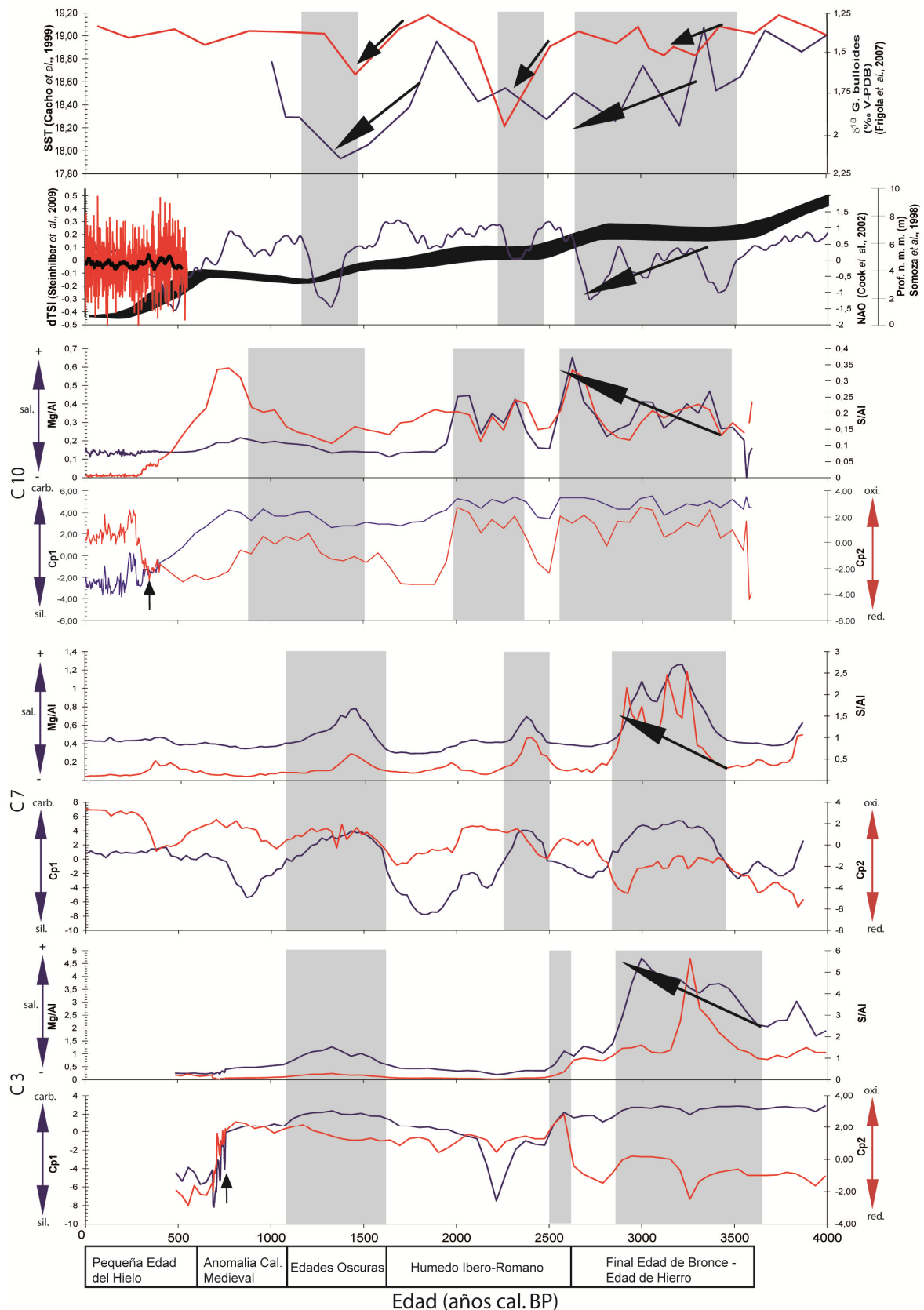


Figura 10.4.- Representación de los componentes principales (Cp1 y Cp2) de los tres sondeos durante los últimos 4.000 años y comparación con la posición relativa del nivel del mar (negro) en el Delta del Ebro (Somoza et al., 1998), la actividad solar (azul), (Steinilber et al., 2009), la NAO (rojo), (Cook et al., 2002), la SST (azul) en el mar de Alborán (Cacho et al., 1999) y los isótopos de $\delta^{18}O$ en *G. bulloides* (rojo), (Frigola et al., 2007). Las zonas sombreadas señalan periodos de nivel del mar alto, con incremento de la profundidad, oxigenación y extensión de los humedales.

Un nuevo periodo de nivel del mar alto, se ha registrado entre ca. 1.600-1.100. a cal BP coincidiendo con la formación de nivel turboso h4b en el Delta del Ebro (Fig. 10.4) equivalente a un periodo de nivel del mar alto (Somoza *et al.*, 1998) y a la formación de un complejo litoral de crestas de playa con una configuración (A) de nivel del mar relativamente más alto en el Campo de Dalías-Roquetas (Goy *et al.*, 2003). En la llanura aluvial del Turia se elevan los niveles freáticos y llegan a formarse pequeñas lagunas (Carmona y Ruiz, 2011).

Este periodo coincide en su mayor parte con las Edades Oscuras (Mann y Jones, 2003), y aumenta de nuevo la aridez en todo el ámbito español tanto continental (Riera *et al.*, 2004; Domínguez-Castro *et al.*, 2007; Gil-García *et al.*, 2007; Fletcher *et al.*, 2007; Jalut *et al.*, 1997, 2000; García-Hidalgo *et al.*, 2007; Martín-Puertas *et al.*, 2008; Ruiz-Zapata *et al.*, 2010; Carrión *et al.*, 2010) como marino; (Bernárdez *et al.*, 2008; Desprat *et al.*, 2003; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009; Nieto-Moreno *et al.*, 2011; Rodrigo-Gámiz *et al.*, 2011). Mayewski *et al.*, (2004), Frigola *et al.* (2007) y Sabatier *et al.* (2008, 2012) señalan la intensificación de los vientos del noreste (Fig. 10.4), que coincide con un descenso de la SST en el mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999, 2000), elevación de los niveles de los lagos europeos (Magny, 2004; Magny *et al.*, 2011) y entrada de aportes eólicos procedentes del Sahara (Rodrigo-Gámiz *et al.*, 2011). En resumen, concuerda con una configuración de predominio de la NAO positiva. Gil *et al.* (2006) reconstruye la posición del anticiclón de las Azores para las Edades Oscuras, situándolo sobre la Península Ibérica, lo que concuerda con la distribución de presiones atmosféricas de una NAO positiva. A escala global, es correlacionable con un mínimo en la actividad solar (Steinhilber *et al.*, 2009).

A partir de ca. 1100 a cal BP la tendencia de ambos humedales es a la colmatación, con el incremento de siliclásticos (Fig. 10.4), lo que sugiere de un nivel relativo del mar estable. En los depósitos costeros del Complejo de Dalías-Roquetas (Zazo *et al.*, 1994; Goy *et al.*, 2003) se produjo en una primera parte una erosión parcial asociada a un descenso del nivel relativo del mar y en los últimos 500 a BP se formó un último complejo de crestas relacionada a la estabilización del nivel del mar y gran cantidad de aportes detríticos procedentes de los ríos. En el Delta del Ebro se produjo la progradación de los lóbulos RietVell y Sol-de Riu (Somoza *et al.*, 1998) en la regresión Plaquemines o Sanibel II (Stapor *et al.*, 1991), y alrededor de 1.700 DC (250 a cal BP) la formación del lóbulo Mitjorn que se asocia a una regresión de entre 0,5 y 1 m durante la Pequeña Edad de Hielo (Somoza *et al.*, 1998).

Los datos geoquímicos de ambos marjales para este periodo, equivalente a la Anomalía Cálida Medieval y Pequeña Edad de Hielo, comprenden un incremento de las aguas freáticas dulces procedentes de los acuíferos mesozoicos debido al aumento de precipitaciones, aunque con una alta variabilidad, alternando épocas húmedas y áridas de corta duración (Fig. 10.4). La Anomalía Cálida Medieval lleva aparejado un aumento de las precipitaciones similar a lo observado en los registros polínicos (Jalut *et al.*, 2000; Desprat *et al.*, 2003; Domínguez-Castro *et al.*, 2006; Gil-García *et al.*, 2007; Ruiz-Zapata *et al.*, 2010) y un aumento de los aportes fluviales en las costas atlánticas (Lebreiro *et al.*, 2006; Bernárdez *et al.*, 2003, 2008; Thorndycraft y Benito 2006; Benito *et al.*, 2003, 2008; Vis *et al.*, 2010) y mediterránea (Carmona y Ruiz, 2011) Peninsular. Pero es un periodo de muchas incertidumbres puesto que hay registros continentales y marinos a partir de los que se propone un periodo árido para la Península Ibérica (Martín-Puertas *et al.*, 2008, 2010; Morellón *et al.*, 2008; Moreno *et al.*, 2012), asociado a una NAO positiva (Trouet *et al.*, 2009) aunque con mucha influencia de la Oscilación Meridional de El Niño (ENSO), (Mann *et al.*, 2009), lo que puede implicar fuertes variaciones en la circulación atmosférica. Varios autores (Thorndycraft y Benito 2006; Benito *et al.*, 2003, 2008; Morellón *et al.*, 2008, 2009) proponen una primera época húmeda, para después pasar a

una más árida justo antes de la Pequeña Edad de Hielo. Al menos durante esta época la SST tiende a ascender en el mar de Alborán (Cacho *et al.*, 1999, 2000; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009), y se debilitan los vientos del NO en el suroeste francés (Frigola *et al.*, 2007). El nivel de los lagos europeos desciende durante esta época de aridez (Magny *et al.*, 2008, 2010) y hubo muy pocas tormentas en el Suroeste de Francia (Sabatier *et al.*, 2010).

En los humedales peninsulares (Riera *et al.*, 2004; Moreno *et al.*, 2008, 2009, 2012; Ruiz-Zapata *et al.*, 2010) es un periodo donde el factor antrópico puede tener mucha influencia sobre el registro. En nuestro caso, en el registro del sondeo C3 en torno a los 700 cal a BP (Figs.10.4) se reconocen las actividades de desecación del humedal de Almenara tras la reconquista cristiana, para controlar las enfermedades.

Durante la primera época de la Pequeña Edad de Hielo se mantiene la tendencia a la colmatación de ambos humedales y a partir de los últimos 350 a cal BP (1.600 DC) reciben aportes detríticos de los abanicos aluviales circundantes, principalmente en el marjal de Benicasim donde las pendientes de éstos son mayores. Los indicadores de salinidad (Figs. 10.4 y 10.5) muestran bajos contenidos, lo que significa que los acuíferos costeros reciben aportes de agua dulce, normalmente por un aumento de las precipitaciones. Está época se caracteriza por una alta variabilidad climática (Domínguez-Castro *et al.*, 2006, 2008) y principalmente de las precipitaciones en forma inundaciones catastróficas (Barriandos y Martín-Vide, 1998; Barriando *et al.*, 1998; Benito *et al.*, 2003; Moreno *et al.*, 2008). Los datos históricos recopilados de la zona del levante peninsular muestran el incremento de las inundaciones a partir del 1.600 DC, similar al registro en el Tajo (Benito *et al.*, 2003, 2008) o en centro peninsular (Moreno *et al.*, 2008; Ruiz-Zapata *et al.*, 2010). Machado *et al.*, 2012 reconocen en la Rambla de la Viuda un periodo de elevada frecuencia y magnitud de avenidas. Estos datos muestran unas condiciones climáticas de precipitaciones muy variables (Domínguez-Castro *et al.* 2008, 2010; Barriandos *et al.*, 1998; Benito *et al.*, 2008), y eventos catastróficos. Las grandes inundaciones se juntan a grandes sequías estacionales (Fig. 10.5). La reconstrucción de las inundaciones coinciden con las variaciones del índice NAO (Cook *et al.*, 2002): los años de mayor variabilidad atmosférica coincide con un valor negativo de NAO (Fig. 10.5), al igual que se propuso para el río Tajo (Benito *et al.*, 2003). La concordancia es mayor a escala estacional, de forma, que los periodos con inundaciones durante el invierno coinciden con las épocas predominantemente de NAO negativa (Fig. 10.6). Es decir, el modelo climático concuerda con el propuesto por Hurrell (1995), según el cual en los periodos de NAO negativo predomina la aridez y el frío en el centro y oeste de Europa, mientras en la Península Ibérica predominan las precipitaciones y temperaturas moderadas. El problema es que dada la gran variabilidad de este periodo, se pueden superponer procesos semejantes en áreas con sistemas climáticos diferentes; pero, aún así hemos observado que éste modelo es válido. Los periodos de niveles altos de los lagos europeos (Magny *et al.*, 2010, 2011) durante la Pequeña Edad de Hielo se correlacionan inversamente con los datos históricos que hemos recopilado.

CICLOS DE ALTA FRECUENCIA. VARIACIONES GEOQUÍMICAS DE LOS HUMEDALES Y FACTORES LOCALES

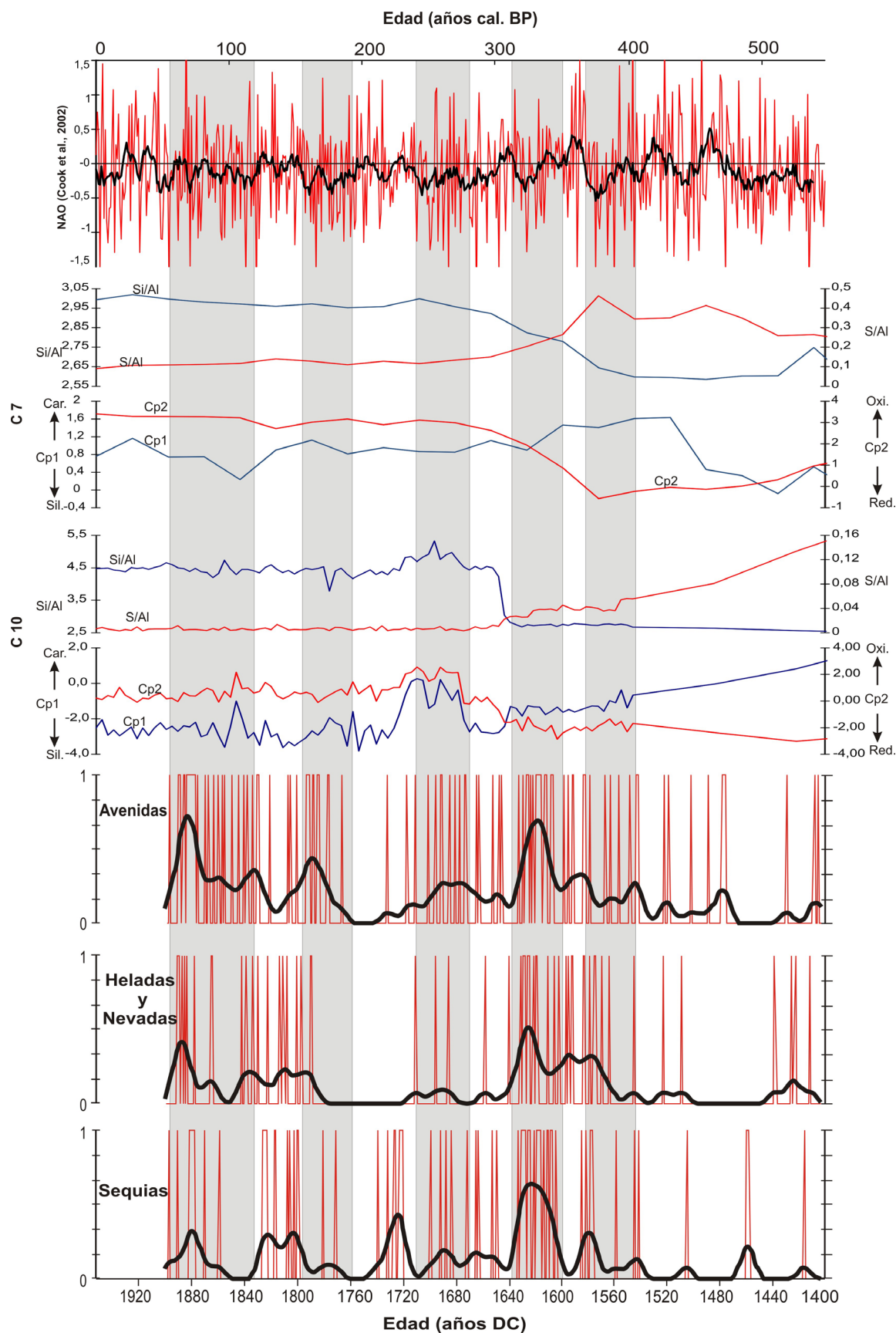


Figura 10.5.- Comparación de los datos de avenidas, heladas y nevadas y sequías en el entorno de Castellón y Valencia obtenidos de crónicas y anales, los datos geoquímicos (Cp1, Cp 2, S/Al, Si/Al) de los sondeos C10 y C7 y los valores del índice de la NAO de Cook et al. (2002). Las zonas sombreadas señalan periodos de NAO- y su correlación con los datos geoquímicos de los sondeos y eventos históricos.

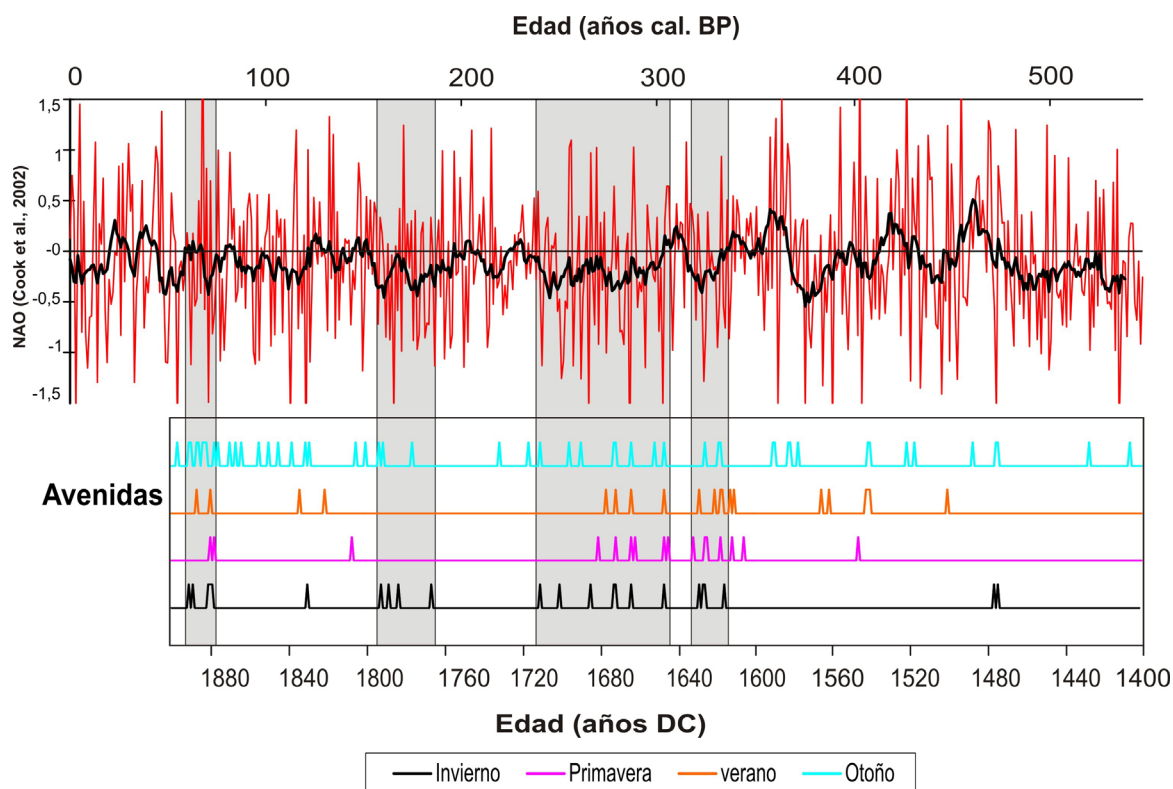


Figura 10.6.- Registro de avenidas de los ríos Mijares, Palancia y Turia (Catellón y Valencia) según las estaciones, y los valores del índice de la NAO de Cook et al. (2002). Las zonas sombradas señalan periodos de NAO- y su correlación con eventos históricos de avenidas.

10.2.2. Factores condicionantes de las variaciones relativas del nivel del mar durante los últimos 4.000 años.

Mörner (1996) propone que después del máximo transgresivo (7.000 a BP) la distribución de las grandes masas oceánicas a partir de las corrientes superficiales sustituye al efecto glacio-eustático como principal factor en el control del nivel del mar global pero, hasta el momento, se desconocen cuáles son dichas corrientes y su papel en el levante español.

Coincidiendo con nuestros datos, las variaciones relativas en el nivel del mar en las costas mediterráneas peninsulares en los últimos milenios no debieron superar $\approx 1\text{m}$ como ya aseguran Ercilla *et al.* (1995) o Zazo *et al.* (2008) y parecen depender, al igual que proponen Goy *et al.* (2003), Yll *et al.* (2003) y Zazo *et al.* (2008) de las variaciones en la intrusión de agua atlántica superficial (SAW). Estas intrusiones intensificaron la formación de corrientes hacia el S desde el Golfo del León (Frigola *et al.*, 2007, 2008). Durante estas fases se incrementa la circulación termohalina (Frigola, *et al.*, 2007; Cacho *et al.*, 1999, 2000; Rodrigo *et al.*, 2011) con mayor intercambio entre las aguas atlánticas y mediterráneas en el estrecho de Gibraltar (Rodrigo *et al.*, 2011) y mayor circulación hacia el sur del Mediterráneo (Frigola *et al.*, 2007), que por lo que hemos observado se ajustan con la subida del nivel relativo del mar en la zona de Castellón y Sagunto, y también en el Delta del Ebro y en el Complejo de Dalías (Somoza *et al.*, 1998; Goy *et al.*, 2003).

Frigola *et al.* (2007) proponen que el aumento de la corriente profunda (WMDW) se debe a la intensificación de los vientos del oeste durante periodos prolongados de NAO positiva (Fig. 10.7). Los datos geoquímicos de los humedales indican que durante estos periodos de nivel del mar alto se incrementan las condiciones de aridez, que coinciden con mayor número de tormentas en el SE de

Francia procedentes del Atlántico (Clarke *et al.*, 2002; Sabatier *et al.*, 2008, 2012), con la elevación de los niveles los lagos en Europa (Magny, 2004; Mayesky *et al.*, 2004) y con los eventos fríos de Bond en el Atlántico norte (Bout-Rohmazailles *et al.*, 2007; Combourieu-Nebout *et al.*, 2009), que se asocian a periodos fríos y áridos en la Península Ibérica. Por todo ello parece existir una gran influencia de la NAO sobre las corrientes oceánicas y de estas sobre el nivel del mar. Además, el predominio de la NAO positiva se confirma con los datos de paleotemperaturas del N de la Península (Martín Chivelet *et al.*, 2011) donde se han observado descensos relativos de temperatura coincidiendo con los periodos áridos registrados en este trabajo: final de la Edad de Bronce, evento frío de la Edad de Hierro y Edades Oscuras.

Fernández-Salas (2008) reconoce un sistema parecido para las cuñas infralitorales y propone que el descenso relativo del nivel del mar se asocia a periodos de predominio de NAO negativa cuando progradan los sistemas infralitorales, debido al aumento de aporte detrítico procedente del incremento de la mayor intensidad de las tormentas y las precipitaciones en el suroeste peninsular.

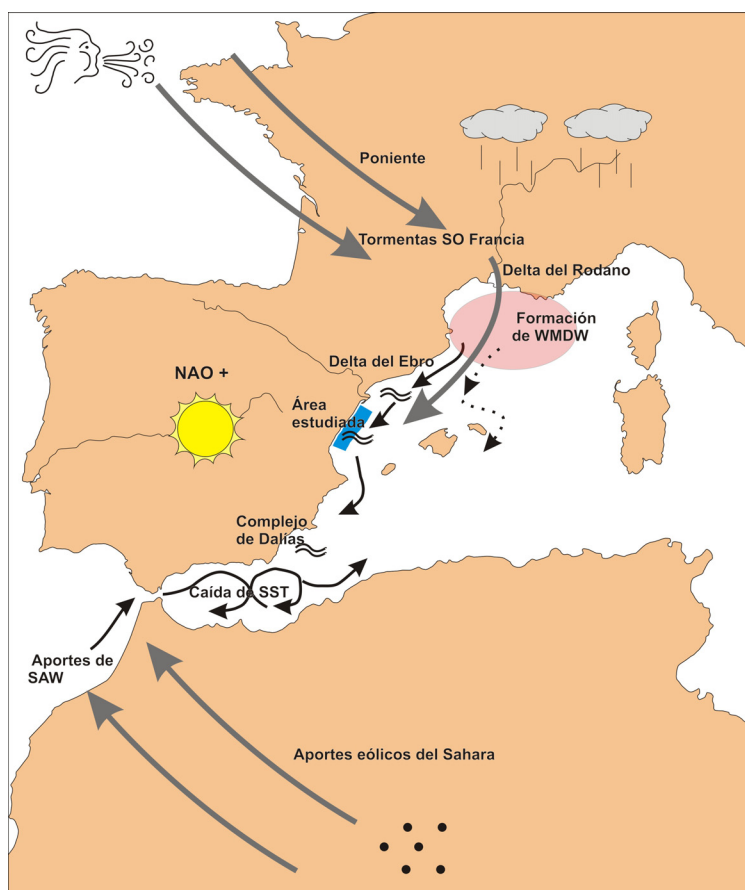


Figura 10.7.- Distribución climática y oceánica durante los episodios de NAO positiva, que genera la elevación relativa del nivel del mar en el litoral mediterráneo español. Las flechas grises marcan la dirección predominante de los vientos. Las flechas negras señalan la dirección predominante de las corrientes superficiales en el Mar Mediterráneo. Las flechas punteadas indican la dirección de las corrientes de aguas profundas. Las líneas sinuosas señalan las zonas donde se han observado elevaciones relativas del nivel del mar.

A favor de la influencia de la NAO sobre las antiguas modificaciones de las corrientes superficiales, y por tanto, de la elevación relativa del nivel del mar, Canellas *et al.* (2010) reconocen que en periodos de NAO positiva, se producen elevaciones de hasta 60 cm en la zona entre las Islas Baleares, el Golfo del León y la costa catalana. Esto explicaría las diferencias de altura medidas instrumentalmente a lo largo de la costa mediterránea peninsular (Tel, 2005). A su vez, las oscilaciones

CICLOS DE ALTA FRECUENCIA. VARIACIONES GEOQUÍMICAS DE LOS HUMEDALES Y FACTORES LOCALES

en el nivel del mar y las precipitaciones parecen correlacionarse con la disminución de la actividad solar (Steinhilber *et al.*, 2009), lo que puede concluirse como una prueba de su influencia sobre la NAO y sobre las corrientes oceánicas.



PARTE IV: CONCLUSIONES



CAPÍTULO 11. CONCLUSIONES

PARTE IV: CONCLUSIONES

CAPITULO 11. CONCLUSIONES

El trabajo ha cumplido uno de los objetivos principales que era caracterizar y reconstruir la arquitectura estratigráfica de los depósitos superficiales del Pleistoceno superior y Holoceno de las llanuras costeras de Sagunto y Castellón, reconstruir su evolución sedimentaria y los factores que han influido en la sedimentación. En esta región se reconocen dos grandes unidades estratigráficas, U. Pleistocena y U. Holocena, con características estratigráficas y sedimentológicas diferentes aunque ambas estuvieran controladas por los cambios relativos del nivel del mar. El límite entre ambas unidades aloestratigráficas es una discontinuidad estratigráfica que corresponde a una laguna estratigráfica en las desembocaduras de los principales ríos y a un hiato sedimentario en los interfluvios entre los grandes abanicos aluviales pleistocenos.

A partir de afloramientos aislados y los cortes de los ríos principales se distinguen 10 facies de la unidad Pleistocena depositadas en dos medios de sedimentación: extensos abanicos aluviales de baja pendiente en los que predominaron los procesos fluviales sobre los aluviales; y pequeños conos de deyección que conectan los anteriores con los borde de la cuenca y donde dominan los procesos aluviales. La paleogeografía situaría la línea de costa en zonas mucho más orientales que en la actualidad. En superficie se han distinguido tres secuencias agradantes limitadas por periodos de sin sedimentación (paleosuelos), que lateralmente en la plataforma continental marina presentan una tendencia progradante, y se depositaron durante un periodo de nivel relativo del mar estable o en suave ascenso.

Las dataciones las secuencias superiores de OSL en afloramientos y de ^{14}C en los sondeos las sitúan en los estadios isotópicos MIS5 y MIS 3 que, según las curvas eustáticas globales, coinciden con periodos del nivel del mar alto dentro del último ciclo eustático de 4º orden, cuando el nivel del mar global estaba descendiendo. El periodo sin sedimentación entre ellas debe coincidir con el descenso rápido del nivel del mar del MIS 4. La sucesiva agradación de las secuencias sugiere que la costa entre Sagunto y Benicasim era experimentaba cierta subsidencia.

En los sondeos y en los afloramientos se ha observado a techo de la secuencia más moderna la progradación de los sistemas aluviales. Esta progradación corresponde al descenso del nivel del mar al inicio del MIS2, antes de llegar de su máximo en torno a los 21 ka. El bajo nivel eustático global durante el periodo comprendido entre los 23 y los 19 ka dio como resultado la superficie erosiva que constituye el límite entre las dos unidades aloestratigráficas.

La combinación del paleorrelieve de los depósitos pleistocenos y la erosión de los ríos durante su encajamiento modificó algo la disposición del substrato de los depósitos holocenos que rellenan cuatro cuencas. Sobre esta superficie hemos reconocido un paleosuelo, mejor desarrollado en las partes inferiores de las cuencas holocenas y que representa parte del hiato sedimentario del periodo MIS 2, y que atribuimos a la estabilización de los niveles freáticos durante el ascenso escalonado del nivel del mar después de su mínimo. Sobre este paleosuelo se apoya toda la sedimentación holocena.

El estudio sedimentológico y geoquímico de los materiales holocenos en los sondeos ha permitido distinguir 16 facies que se agrupan en 7 asociaciones de facies depositados en 3 medios de sedimentación: pequeños abanicos aluviales, llanuras fluviales y playas barrera. El análisis estratigráfico del registro sedimentario de las playas barrera de las cuencas de Almenara-Nules y Benicasim ha permitido distinguir 6 parasecuencias transgresivas-regresivas (T-R) limitadas por superficies de máxima regresión que, en los sedimentos marinos coinciden con las superficies de

máxima inundación y, responden a variaciones relativas del nivel mar en un contexto general de ascenso eustático. Estas parasecuencias se pueden agrupar en dos conjuntos o cortejos sedimentarios separados por la superficie de máxima inundación holocena, aproximadamente a los 7 ka. Dicha superficie marca el mayor desarrollo y extensión de los sistemas lagunares de ambas cuencas y la mayor transgresión marina registrada en los sedimentos holocenos.

Los dos cortejos se formaron en condiciones de ascenso del nivel del mar, pero en el caso del inferior la potencia de las parasecuencias y los cambios bruscos de facies indican una elevada tasa de ascenso del nivel del mar, con incrementos que superan ampliamente el metro de altura. Este complejo corresponde al TST Holoceno. Por el contrario, en el cortejo superior la velocidad de ascenso general fue mucho menor y las variaciones relativas son de menor entidad, en general inferiores al metro según se deduce de la potencia de las parasecuencia. Corresponde a HST Holoceno.

La caracterización geoquímica de los depósitos holocenos, que era otro de los objetivos propuestos, ha servido de apoyo al reconocimiento de las facies sedimentarias, de forma que han detallado los procesos que dieron lugar a su depósito e incluso ha permitido distinguir subfacies. Además, las variaciones geoquímicas registradas en los sondeos han apoyado la interpretación final de la evolución sedimentaria. En particular en depósitos de los humedales se utilizaron indicadores geoquímicos ya conocidos (Si/Al, Mg/Al, Na/Al, C/S, C/N...) y nuevos obtenidos a partir de los análisis multivariantes. La combinación de los indicadores ha mostrado la gran influencia del clima, en especial de las precipitaciones, sobre los humedales. La coincidencia en la evolución vertical de las curvas geoquímicas de los tres sondeos en distintos marjales parece demostrar que los factores que controlan la sedimentación a lo largo del litoral tienen un rango regional.

La combinación del análisis estratigráfico y geoquímico ha revelado que, a partir de los 6 ka, los momentos de nivel relativo del mar alto coinciden con la mayor expansión de los humedales y mayor salinidad. Ello se explicaría por un descenso en el aporte de agua dulce de los acuíferos plio-pleistocenos y mesozoicos, que sugieren periodos más secos.

Los mapas paleogeográficos muestran la evolución de la línea de costa y los ambientes desde el Máximo Glacial hasta la actualidad. Durante el Máximo Glacial la posición de la línea de costa se situaba en zonas muy orientales y fue migrando hasta posiciones muy similares a las actuales al inicio de la primera parasecuencia holocena. Durante el primer conjunto de parasecuencias la costa era sinuosa, con al menos dos golfos el de Almenara y Benicasim y, a partir de los 7 ka, la configuración y posición de la línea de costa y los asentamientos humanos no cambiaron significativamente y las mayores variaciones paleogeográficas registradas se limitan a la extensión de los humedales.

Los factores que determinan la sedimentación en litoral castellanense a gran escala son el glacio-eustático, al final del Pleistoceno e inicio del Holoceno y, para los últimos 7 ka, el glacio-hidro-isostático. El ascenso continuado del nivel del mar para este último periodo sugiere que el Mediterráneo no se encuentra en la zona de influencia del rebote isostático por la fusión de los casquetes polares. Superpuesta a este efecto de escala regional, hay otros factores locales, tales como las corrientes oceánicas y el clima, que es, precisamente, el que han influido cíclicamente con un tiempo de recurrencia aproximado de 1,5-1,8 ka, que representan las parasecuencias. Estas parasecuencias y su ciclicidad son muy similares a las de otras áreas del litoral occidental del Mediterráneo.

Uno de los factores locales más relevantes es la corriente oceánica superficial del Atlántico, que se ve intensificada por unas condiciones climáticas gobernadas por la NAO, y que puede producir variaciones del nivel relativo del mar en torno a 1 m. Sobre la ciclicidad de 1.500 años, en los últimos

7ka, puede superponerse otra de unos 700 a 600 años, también marcada por pequeñas variaciones en las corrientes oceánicas. Las relaciones de las oscilaciones del nivel del mar con las corrientes marinas y los cambios atmosféricos tienen especial interés para la configuración de escenarios futuros del nivel del mar teniendo en cuenta como la actividad humana influye sobre el clima.

Otro factor que ha influido sobre el registro es la tectónica local, que en detalle, parece tener efecto desde el Pleistoceno hasta el inicio del Holoceno, pero solo actúa en algunos lugares. El análisis de una amplia zona del litoral permite reconocer una actividad tectónica caracterizada por la compartimentación de cuencas a lo largo de fallas de orientación NNE-SSO y NO-SE, que se va reduciendo hasta hacer inapreciable cuando se formaron las primeras parasecuencias holocenas.

Finalmente, se ha propuesto una curva relativa de nivel del mar que en conjunto es similar a las curvas deducidas para el borde occidental del Mediterráneo, que están muy influenciadas por la entrada de agua atlántica superficial por el estrecho de Gibraltar y por la intensidad de los temporales y vientos en el Golfo del León.



PARTE V: BIBLIOGRAFÍA



CAPÍTULO 12. BIBLIOGRAFÍA

CAPITULO 12. BIBLIOGRAFÍA

- Abrantes F., Lebreito S., Rodrigues T., Gil I., Bartels-Jónsdóttir H., Oliveira P., Kissel C. y Grimalt J.O. (2005): Shallow-marine sediment cores record climate variability and earthquake activity off Lisbon (Portugal) for the last 2000 years. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 2477-2494.
- AEMET (2011): *Atlas Climático Ibérico*. Agencia Estatal de Meteorología, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, 79 pp.
- Alessio M., Allegri L., Antonioli F., Bellueomini G., Ferranti L., Improta S., Manfra L., Preite Martinez M. (1998): La curva di risalita del Mare Tirreno negli ultimi 43 ky ricavata da datazioni su speleotemi sommersi e dati archeologici. *Memorie Descrittive Della Casta Geologica d'Itali*, **52**, 253-256.
- Allen J.R.L. (1974): Studies in fluvial sedimentation: implications of pedogenic carbonate units, Lower Old Red Sandstone, Anglo- Welsh outcrop. *Geology Journal*, **9**, 181-208.
- Allen J.R.L. (1978): Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion-controlled alluvial suites. *Sedimentary Geology*, **21**, 2, 129-147.
- Allen J.R.L. (1982): *Sedimentary Structures: their Character and Physical Basis*. Developments in Sedimentology, 30, 1. Elsevier, Amsterdam, 592 pp.
- Allen J.R.L. (1990): Salt-marsh growth and stratification: a numerical model with special reference to the Severn Estuary, southwest Britain. *Marine Geology*, **95**, 77-96.
- Allen J.R.L. (2000): Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 1155-1231.
- Alley R.B. y Ágústssdóttir A.M. (2005): The 8k event: cause and consequences of a mayor Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1123-1149.
- Allison M.A., Khan S.R., Goodbred Jr. S.L. y Kuehl S.A. (2003): Stratigraphic evolution of the late Holocene Ganges-Brahmaputra lower delta plain. *Sedimentary Geology*, **155**, 317-342.
- Aloisi, J.C. (1986): *Sur un modele de sedimentation deltaique. Contribution a la connaissance des marges passives*. Tesis Doctoral. Université de Perpignan. 182 pp.
- Alonso-Zarza A.M. (2003): Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth Science Reviews*, **20**, 261-298.
- Alonso-Zarza A.M., Calvo J.P. y García del Cura M.A. (1992): Palustrine sedimentation and associated features-grainification and pseudomicrokarst-in the Middle Miocene (intermediate unit) of the Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, **76**, 43-61.
- Alonso-zarza, A.M. y Wright, V.P. (2010): Calcretes. En: *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications*. A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner (Eds). Developments in Sedimentology, 62, 177-224. Elsevier.
- Alvaro M., Capote R. y Vegas R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, **14**, 172-181.
- Amorosi A. y Marchi N. (1999): High-resolution sequence stratigraphy from piezocone tests: an example from the Late Quaternary deposits of the SE Po Plain. *Sedimentary Geology*, **128**, 69-83.

- Amorosi A. y Milli S. (2001): Late Quaternary depositional architecture of Po y Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary Geology*, **144**, 357-375.
- Amorosi A., Centineo M.C., Colalongo M.L. y Fiorini F. (2005): Millennial-scale depositional cycles from the Holocene to the Po Plain, Italy. *Marine Geology*, **222-223**, 7-18.
- Amorosi A., Centineo M.C., Colalongo M.L., Pasini G., Sarti G. y Vaiani S.C. (2003): Facies Architecture and Latest Pleistocene-Holocene Depositional History of the Po Delta (Comacchio Area), Italy. *The Journal of Geology*, **111**, 39-56.
- Amorosi A., Colalongo M.L., Fiorini F., Fusco F., Pasini G., Vaiani S.C. y Sarti G. (2004): Palaeogeographic and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records. *Global and Planetary Change*, **40**, 1-2, 55-78.
- Amorosi A., Colalongo M.L., Pasini G. y Preti D. (1999a): Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy). *Sedimentology*, **46**, 99-121.
- Amorosi A., Colalongo M.L., Fusco F., Pasini G. y Fiorini F. (1999b): Glacio-eustatic Control of Continental-Shallow Marine Cyclicity from Late Quaternary Deposits of the Southeastern Po Plain, Northern Italy. *Quaternary Research*, **52**, 1-13.
- Amorosi A., Dinelli E., Rossi V., Vaiani S.C. y Sacchetto M. (2008): Late Quaternary palaeoenvironmental evolution of the Adriatic coastal plain and the onset of Po River Delta. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **268**, 80-90.
- Amorosi A., Ricci Lucchi M., Rossi V. y Sarti G. (2009): Climate change signature of small-scale parasequences from Lateglacial-Holocene transgressive deposits of the Arno valley fill. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **273**, 142-152.
- Anadón P. (1992): Lagos. En: Arche A. (Ed.): *Sedimentología*. Colección Nuevas Tendencias, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 219-272.
- Anadón P., Cabrera L. y Calvet F. (1983). El Terciario. En: Instituto Geológico y Minero de España (Ed.): *Estudio Geológico del Maestrazgo y mitad meridional de las Catalánides*. Informe Inédito, Tomo III, 179 pp.
- Anadón P., Utrilla R. y Vazquez A. (2000): Use of charophyte carbonate as proxy indicators of subtle hydrological and chemical changes in marl lakes: example from the Miocene Bicorn, eastern Spain. *Sedimentary Geology*, **133**, 325-347.
- Andrade C., Freitas M.C., Moreno J. y Craveiro S.C. (2004): Stratigraphical evidence of Late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments of Ria Formosa, Algarve, Portugal. *Marine Geology*, **210**, 339-362.
- Antonioli F., Anzidey M., Lambeck K., Auriemma R., Gaddi D., Furlani S., Orrù P., Solinas E., Gaspari A., Karinja S., Kovačić V. y Surace L. (2007): Sea-level change during the Holocene in Sardinia and in the northeastern Adriatic (central Mediterranean Sea) from archaeological and geomorphological data. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 2463-2486.
- Antonioli F., Cremona G., Immordino F., Publisi C., Romagnoli C., Silenzi S., Valpreda E. y Verrubbi V. (2002): New data on the Holocenian sea-level rise in NW Sicily (Central Mediterranean Sea). *Global and Planetary Change*, **34**, 121-140.

- Antonioli F., Ferranti L., Lambeck K., Kershaw S., Verrubbi V. y Dai Para G. (2006a): Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea). *Tectonophysics*, **422**, 23-40.
- Antonioli F., Ferranti L. y Kershaw S. (2006b): A glacial isostatic adjustment origin for double MIS 5.5 and Holocene marine notches in the coastline of Italy. *Quaternary International*, **145-146**, 19-29.
- Antonioli F., Ferranti L., Fontana A., Amorosi A., Bondesan A., Braitenberg C., Dutton A., Fontolan G., Furlani S., Lambeck K., Mastronuzzi G., Monaco C., Spada G. y Stocchi P. (2009): Holocene relative sea-level changes and vertical movements along the Italian and Istrian coastlines. *Quaternary International*, **206**, 102-133.
- Antonioli F., Kershaw S., Rust D. y Verrubbi V. (2003): Holocene sea-level change in Sicily and its implications for tectonic models: new data from the Taormina area, northeast Sicily. *Marine Geology*, **3293**, 1-19.
- Anzidei M., Antonioli F., Benini A., Lambeck K., Sivan D., Serpelloni E. y Stocchi P. (2011): Sea level change and vertical land movements since the last two millennia along the coasts of southwestern Turkey and Israel. *Quaternary International*, **232**, 1-2, 13-20.
- Anzidei M., Lambeck K., Antonioli F., Furlani S., Mastronuzzi G., Serpelloni E. y Vannucci G. (2014): Coastal structure, sea-level change and vertical motion of the land in the Mediterranean. En: Maritini I.P. y Wanless H.R. (Eds.): *Sedimentary Coastal Zones from High to Low Latitudes: Similarities and Differences*. Geological Society of London, Special Publications 388, 1, 453-479.
- Aranegui C. (1982): *Excavaciones en el Grau Vell (Sagunto, Valencia) (Campaña 1974 y 1976)*. Servicio de investigación prehistórica, Diputación Provincial de Valencia, 95 pp.
- Aranegui C., Alvarez N., Gallego A., Moral F. y Sanchis E. (1998): El Grau Vell (Sagunto, Valencia): últimas campañas de excavación. *Saguntum-PLAV*, **31**, 205-212.
- Aranegui C., Chiner P., Hernández E., López Piñol M., Mantilla A. y Ripollés P.P. (1985): El Grau Vell de Sagunt. Campaña de 1984. *Saguntum-PLAV*, **19**, 201-223.
- Aranegui C., Ruiz J.M. y Carmona P. (2005): El humedal del puerto de ARSE-SAGUNTUM. Estudio Geomorfológico y Sedimentológico. *Saguntum*, **37**, 153-163.
- Arasa F. (1979): Arqueología del Terme Municipal de Castelló de la Plana. *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **6**, 121-179.
- Arasa F. (1991): L'Epoca Romana. En: Mesado N. (Ed.): *Burriana en su historia II*. Magnífico Ayuntamiento de Burriana, Departament d'Investigació Històrica del Museu Arqueològic Municipal, 43-49.
- Ariztegui D., Chondrogianni C., Lami A., Guilizzoni P. y Lafargue E. (2001): Lacustrine organic matter and the Holocene paleoenvironmental record of Lake Albano (central Italy). *Journal of Paleolimnology*, **26**, 283-292.
- Armenteros, I. (1999). Caliches y carbonatos palustres: reconocimiento y génesis. En: Armenteros I., Blanco J.A. y Merino E. (Eds.): *Dinámica de las interacciones entre agua y minerales en medios de baja temperatura (meteorización, diagénesis, metasomatismo)*. Universidad de Salamanca, 127-166.

- Arnold L.D. (1995): Convectional radiocarbon dating. *En*: Rutter N.W y Catto N.R. (Eds.): *Dating Methods for Quaternary Deposits*. GEOTEX 2, Geological Society of Canada, 107-115.
- Arribas M.E. (1986): Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la cuenca terciaria del Tajo (Provincia de Guadalajara). *Cuadernos Geología Ibérica*, **10**, 295-334.
- Autin W.J. (1996): Pleistocene stratigraphy in the southern Lower Mississippi Valley. *Engineering Geology*, **45**, 87-112.
- Avnimelech Y., Ritvo G., Meijer L.E. y Kochba M. (2001): Water content, organic carbon and dry bulk density in flooded sediments. *Aquacultural Engineering*, **25**, 1, 25-33. doi:10.1016/S0144-8609(01)00068-1.
- Balañá J., Colombo F. y Vaquer R. (2007): Procedencia de los materiales terrígenos finos del Paleógeno continental, zona de Vic, NE de España. *Geogaceta*, **41**, 15-18.
- Bao R., Freitas M.C. y Andrade C. (1999): Separating eustatic from local environmental effects: a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene*, **9**, 3, 341-352.
- Barahona E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la Provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 398 pp.
- Bard E, Hamelin B., Harnold M., Montaggioni L., Cabioch G., Faure G. y Rougerie F. (1996): Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, **393**, 241-244.
- Bard E., Arnold M., Hamelin B., Tisnerat-Laborde N. y Cabioch G. (1998): Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals: an updated database including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon*, **40**, 3, 1085-1092.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R.G. y Zindler A. (1990a): Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345**, 405-410.
- Bard E., Hamelin B. y Fairbanks R.G. (1990b): U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130.000 years. *Nature*, **346**, 456-458.
- Bardají T., Goy J.L., Zazo C., Hillaire-Marcel C., Dabrio C.J., Cabero A., Ghaleb B., Silva P.G. y Lario J. (2009): Sea level and climate changes during OIS 5e in the Western Mediterranean. *Geomorphology*, **104**, 22-37.
- Barnolas A., Ardevoll L., Cabra P., González J., Gallero I.C., López F., Fernández P., Anadón P., Giner J., Guimerá J., Julivert., Marzo M. y Salas R. (1983): Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 48, Vinaròs. Instituto Geológico y Minero de España.
- Barnston A.G. y Livezey R.E. (1987): Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, **115**, 1083-1126.
- Barriandos M. y Martín-Vide J. (1998): Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14Th-19Th Centuries). *Climatic Change*, **38**, 473-491.

- Barriendos M., Llasat M.C. y Rodríguez R. (1998): Frequency of heavy rains and floods in northeast Spain since the 15th century. *Proceedings of the Second International Conference on Climate and Water*, Espoo, Finland, 391-399.
- Barsó Romeu D. y Ramos E. (2007): Procedencia de los conglomerados sinorogénicos de la Poble de Segur. *Geogaceta*, **41**, 19-22.
- Bartrina M.T., Cabrera L., Jurado M.J., Guimerà J. y Roca E. (1992): Evolution of the central catalan margin of the Valencia Trough (western Mediterranean). *En: Banda E. y Santanach P. (Eds.): Geology and Geophysics of the Valencia Trough, western Mediterranean*. Tectonophysics, **203**, 219-247.
- Belloti R., Chiocci F.L., Milli S., Tortora R. y Valeri, R. (1994): Sequence stratigraphy and depositional setting of the Tiber Delta: integration of high-resolution seismics, well logs, and archeological data. *Journal of Sedimentary Research*, **64**, 3, 416-432.
- Beltran E. (1958): *Almazora. El Mijares. Narración histórica*. Castellón de la Plana, 458 pp.
- Benito B., Sopeña A., Sánchez-Moya Y., Machado M.J. and Pérez-González A. (2003): Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 1737-1756.
- Benito G., Machado M.J. y Pérez-González A. (1996): Climate change and flood sensitivity in Spain. *En: Branson, J., Brown, A.G. y Gregory, K.J. (Eds.): Global continental changes: the context of palaeohydrology*. Geological Society London, Special Publication 115, 95-98.
- Benito G., Thorndycraft V.R., Rico M., Sánchez-Moya Y. y Sopeña A. (2008): Palaeoflood and floodplain records from Spain: Evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology*, **101**, 1-2, 68-77.
- Benton M.J. y Harper D.A.T. (1997): *Basic Paleontology*. Addison Wesley Longman. Edingurgh Gare, Harlow, 330 pp.
- Bernárdez, P., González-Alvarez R., Francés G., Prego R., Bárcena M.A. y Romero O.E. (2008a): Palaeoproductivity changes and upwelling variability in the Galicia Mud Patch during the last 5000 years: geochemical and microfloral evidence. *The Holocene*, **18**, 1207-1218.
- Bernárdez P., González-Álvarez R., Francés G., Prego R., Bárcena M.A. y Romero O.E. (2008b): Late Holocene history of the rainfall in the NW Iberian Peninsula - Evidence from a marine record. *Journal of Marine Systems*, **72**, 366-382.
- Berner R.A. (1982): Burial of organic carbon and pyrite sulphur in the modern ocean: its geochemical and environmental significance. *American Journal Science*, **282**, 451-473.
- Berner R.A. y Raiswell R. (1984): C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, **12**, 365-368.
- Best A.I. y Gunn D.E. (1999): Calibration of marine sediment core loggers for quantitative acoustic impedance studies. *Marine Geology*, **160**, 173-146.
- Beuter P.A. (1538): *Crónica Primera parte de Historia de Valencia*. Ed. Facsimil 1982, Diputación provincial de Valencia, 275 pp.
- Bianchi G.G. y McCave I.N. (1999): Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep ocean flow south of Iceland. *Nature*, **397**, 515-517.

- Björck S. y Wohlfarth B. (2001): ^{14}C chronostratigraphic techniques in paleolimnology. *En*: Last W. M. y Smol J.P. (Eds.): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Chemical Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 205-245.
- Björck S., Rittenour T., Rosén P., França Z., Möller P., Snowball I., Wastegård S., Bennike O. y Kromer B. (2006): A Holocene lacustrine record in the central North Atlantic: proxies for volcanic activity, short-term NAO mode variability, and long-term precipitation changes. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 9-32.
- Blair T.C. y McPherson J.G. (1994): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic process, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**, 450-489.
- Blanco J.A. (1991): Los procesos de alteración en las cuencas terciarias meseteñas. *En*: Blanco J.A., Molina E. y Martín-Serrano A. (Eds.): *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste Peninsular*. Instituto Tecnológico Geominero de España, Monografía nº6, 45-68.
- Blázquez A.M. (2003): *L'Albufera d'Elx: Evolución cuaternaria y reconstrucción paleoambiental a partir del estudio de los foraminíferos fósiles*. Tesis Doctoral (inérita). Universitat de Valencia. 562 pp.
- Blázquez A.M. (2005): Evolución cuaternaria de l'Albufera d'Elx: Paleoambientes y foraminíferos fósiles. Memorias del MUPE volumen 1. Universidad de Alicante y Museo Paleontológico de Elche, Alicante, 334 pp.
- Blázquez A.M. y Usera J. (2010): Palaeoenvironments and Quaternary foraminifera in the Elx coastal lagoon (Alicante, Spain). *Quaternary International*, **221**, 68-90.
- Blindow I., Hargeby A. y Andersson G. (2002): Seasonal changes of mechanisms maintaining clear water in a shallow lake with abundant Chara vegetation. *Aquatic Botany*, **72**, 315-334.
- Blissenbach, E. (1952): Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans. *Journal of Sedimentary Petrology*, **22**, 25-28.
- Bluck B.J. (1964): Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**, 395-400.
- Blum M., Martin J., Milliken K. y Garvin M. (2013): Paleovalley systems: Insights from Quaternary analogs and experiments. *Earth-Science Reviews*, **116**, 128-169.
- Bolaños R. (2004): *Tormentas de oleaje en el Mediterráneo: Física y Predicción*. Universitat Politècnica de Catalunya, Departament d'Enginyeria Hidràulica, Marítima i Ambiental, 240 pp.
- Bond G., Heinrich H., Broecker W., Labeyrie L., McManus J., Andrews J., Huon S., Jantschik R., Clasen S., Simet C., Tedesco K., Klas M., Bonani G. y Ivy S. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, **360**, 245-249.
- Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N., Showers W., Hoffmann S., Lotti-Bond, R., Hajdas I. y Bonani, G. (2001): Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, **278**, 1257-1266.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. y Bonani G. (1997): A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278**, 1257-1266.

- Borja J., Zazo C., Dabrio C.J., Díaz del Olmo F., Goy J.L. and Lario J. (1999): Holocene aeolian phases and human settlements along the Atlantic coast of Southern Spain. *Holocene* **9**, 3, 333-339.
- Bormans M. y Garret C. (1989): A simple criterion for gyre formation by the surface outflow from a strait, with application to the Alboran Sea. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 12637-12644.
- Borrego J., Lopez M., Pendon J.G. y Morales J.A. (1998): C/S Ratios in Estuarine Sediments of the Odiel River-mouth, S.W. Spain. *Journal of Coastal Research*, **14**, 4, 1276-1283.
- Boski T., Camacho S., Moura D., Fletcher W., Wilamowski A., Veiga-Pires C., Correia V., Loureiro C. y Santana P. (2008): Chronology of the sedimentary processes during the postglacial sea level rise in two estuaries of the Algarve coast, Southern Portugal. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **77**, 230-244.
- Boski T., Moura D., Veiga-Pires C., Camacho S., Duarte D., Scott D.B., Fernandes S.G., (2002): Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*, **150**, 103-122.
- Boss S.K. y Neumann A.C (1993): Impacts of hurricane Andrew on carbonate platform environments, northern Great Bahama Bank. *Geology*, **21**, 897-900.
- Boström B., Andersen J.M., Fleischer S. y Jansson M. (1988): Exchange of phosphorus across the sediment-water interface. *Hydrobiologia*, **170**, 229-244.
- Bout-Roumazeilles V., Combourieu Nebout N., Peyron O., Cortijo E., Landais A. y Masson-Delmotte V. (2007): Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50.000 yr BP North Atlantic cold events. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 3197-3215.
- Boyd R., Suter J.R. y Penland S. (1989): Sequence stratigraphy of the Mississippi delta. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **39**, 331-340.
- Boyer J., Duvail C., Le Strat P., Gensous B y Tesson M. (2005): High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from the subsurface drilling data bank. *Marine Geology*, **222-223**, 267-298.
- Boyle J.F. (2001): Inorganic geochemical methods in Palaeolimnology. En: Last W.M. y Smol J.P (Eds.): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 2. Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 239-269.
- Boyle J.F., Rose N.L., Bennion H., Yang H. y Appley P.G. (1999): Environmental impact in the Jiangnan Plain: evidence from lake sediments. *Water Air Soil Pollution*, **112**, 21-40.
- Bracco, J.P. (2005): Archaeological sites. En: Petit-Marie N. y Vrielinck B. (Eds.): *The Mediterranean Basin: The Last Two Climatic Cycles-Explanatory Notes of the Maps*. Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, Aix-en-Provence, 83-89.
- Brankart J.M. y Brasseur P. (1998): The general circulation in the Mediterranean Sea: a climatological approach. *Journal of Marine Systems*, **18**, 41-70.
- Bridge J.S. (2003): *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell, Oxford, 504 pp.
- Brinkmann R. (1931): Betikum und Keltiberikum in Südöspanien. *Adhandlungen der Wissenschaften zu Göttingen (Mathematisch-Physikalische Klasse)*, **3**, 749-856. Traducido por

- Gómez de Llanera J. 1948. Las Cadenas Béticas y Celtibéricas del sureste de España. *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, **4**, 307-434.
- Brown L.F. y Fisher, W.L. (1977): Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins. En: Payton, C. E. (ed.): *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, 213–248.
- Brumsack H.J. (1989): Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gula of California and the Black Sea. *International Journal of Earth Sciences*, **78**, 3, 851-882.
- Brunetti A., Denèfle M., Fontugne M., Hatté C. y Pirazzoli P.A. (1998): Sea-level and subsidence data from a Late Holocene back-barrier lagoon (Valle Standiana, Ravenna, Italy). *Marine Geology*, **150**, 29-37.
- Burjachs F. y Allue E. (2003): Paleoclimatic evolution during the last glacial cycle at the NE of the Iberian Peninsula. En: Ruiz M.B., Dorado M., Valdeolmillos A., Gil M.J., Bardají T., de Bustamante I. y Martínez I. (Eds.): *Quaternary Climatic Changes and Environmental Crises in the Mediterranean Region*. Universidad de Alcalá, Ministerio de Ciencia y Tecnología y INQUA, Alcalá de Henares, 191-200.
- Burjachs F., Pérez-Obiol R., Roure J.M. y Julià R. (1994): Dinámica de la vegetación durante el Holoceno en la isla de Mallorca. En: Dupré Ollivier M., Burgaz Moreno M.E., Mateu Andrés, I. y Güemes Heras, J. (Eds.): *Trabajos de Palinología básica y aplicada*. X Simposio de Palinología APLE, Valencia, 199-210.
- Burr G.S., Galang C., Taylor F.W., Gallup C., Edars R.L., Cutler K. y Quirk B. (2004): Radiocarbon results from a 13 Kyr BP coral from the Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Radiocarbon*, **46**, 3, 1211-1224.
- Cabanilles J.J. y Martí B. (2002): Poblamiento y procesos culturales en la Península Ibérica del VII al V milenio A.C. (8000 - 5500 BP). Una cartografía de la neolitización. *Saguntum*, N° Extra **5**, 45-87.
- Cabral M.C., Freitas M.C., Andrade C. y Cruces A. (2006): Coastal evolution and Holocene ostracods in Melides lagoon (SW Portugal). *Marine Micropaleontology*, **60**, 181-204.
- Cabrera L. (1981): Influencia de la tectónica en la sedimentación continental de la cuenca del Valles-Penedès (provincia de Barcelona, España) durante el Mioceno inferior. *Acta Geologica Hispánica*, **16**, 3, 163-169.
- Cabrera L. y Colombo F. (1986): Las secuencias de abanicos aluviales paleógenos del Montsant y su tránsito a sucesiones lacustres someras (Sistemas de Scala Dei y de Los Monegros, sector SE de la Cuenca del Ebro). En: Anadón P. y Cabrera L. (Eds.): *Guía de las Excursiones del XI Congreso Español de Sedimentología*, **Excursión nº7**, 53 pp.
- Cacho I., Ferretti P., Pena L., y Shackleton N. (2006): Last glacial rapid climate variability in surface water properties from the eastern equatorial Pacific Ocean. *Geophysical Research Abstracts*, **8**, 09817.
- Cacho I., Grimalt J.O. y Canals M. (2002): Response of the western Mediterranean Sea to the rapid climatic variability that occurred during the last 50,000 years: a molecular biomarker approach. *Journal of Marine Systems*, **33-34**, 253-272.

- Cacho I., Grimalt J.O., Canals M., Sbaiffi L., Shackleton N.J., Schönfeld J. y Zahn R. (2001): Variability of the western Mediterranean Sea surface temperature during the last 25,000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography*, **16**, 1, 40-52.
- Cacho I., Grimalt J.O., Pelejero C., Canals M., Sierro F.J., Flores J.A. y Shackleton N. (1999): Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, **14**, 6, 698-705.
- Cacho I., Grimalt J.O., Sierro F.J., Shackleton N. y Canals M. (2000): Evidence for enhanced Mediterranean thermohaline circulation during rapid climatic cooling. *Earth and Planetary Science Letters*, **183**, 3, 417-429.
- Caldara M., Caroli I. y Simone O. (2008): Holocene evolution and sea-level changes in the Battaglia basin area (eastern Gargano coast, Abulia, Italy). *Quaternary International*, **183**, 102-114.
- Calvert S.E. (1990): Geochemistry and origin of the Holocene sapropel in the Black Sea. En: Ittekkot V., Kempe S., Michaelis W. y Spitzy A. (Eds.): *Facies of Modern Biogeochemistry*. Springer, Berlin, 326-352.
- Cañellas B., Orfila A., Méndez F., Álvarez A. y Tintoré J. (2010): Influence of the NAO on the northwestern Mediterranean wave climate. *Scientia Marina*, **74**, 1, 55-64.
- Canerot J. (1974): *Researches géologiques aux confins des Chaînes Ibérique et Catalane*. ENADIMSA, Madrid, 517 pp.
- Cant D. J. y Walker R. G. (1978): Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, **25**, 625-648.
- Capote R., Muñoz J.A., Simón J.L., Liesa, C.L. y Arlegui, L.E. (2002): Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the betic Cordillera. En: Gibbons W. y Moreno T. (Eds.): *Geology of Spain*. Geological Society of London, London, 385-397.
- Carbonel P., Colin J.P., Danielopol D., Löffler H. y Neustrava I. (1988): Paleoecology of limnic ostrácodos: A review of some major topics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **62**, 413-461.
- Carminati E., Doglioni C., Gelabert B., Panza G.F., Raykova R.B., Roca E., Sabat F. y Scrocca D. (2004): Evolution of the Western Mediaterranean. En: Bally A.W y Roberts D. (Eds.): *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Passive Margins, Cratonic Basins and Global Tectonic Maps*. Elsevier, Amstrdam, Oxford, San Diego, Waltham, 437-472.
- Carmona P. (1990): Evolución holocena de la llanura costera del río Turia. *Cuaternario y Geomorfología*, **4**, 69-81.
- Carmona P. (1991): El puerto romano de Sagunto. Geomorfología y cambios recientes de la línea de costa. En: Aranegui (Ed.): *Saguntum y el mar*. Conselleria de Cultura, Educació i Ciència, Generalitat Valenciana, 54-56.
- Carmona P. y Ruiz J.M. (2011): Historical morphogenesis of the Turia River coastal flood plain in the Mediterranean littoral of Spain. *Catena*, **86**, 139-149.
- Carmona P., Dupré M. y Solé A. (1990): Reconstrucción paleoambiental del Holoceno en el registro sedimentario de la Ciudad de Valencia. *Cuaternario y Geomorfología*, **4**, 83-91.
- Carrión J.S. (2002): Patterns and processes of Late Quaternary environmental change in a montane region of southwestern Europe. *Quaternary Science Review*, **21**, 2047-2066.

- Carrión J.S. y van Geel B. (1999): Fine-resolution Upper Weichselian and Holocene palynological record from Navarrés (Valencia, Spain) and a discussion about factors of Mediterranean forest succession. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **106**, 3-4, 209-236.
- Carrión J.S., Andrade A., Bennett K.D., Navarro C. y Munuera M. (2001): Crossing forest thresholds: inertia and collapse in a Holocene sequence from south-central Spain. *The Holocene*, **11**, 6, 635-653.
- Carrión J.S., Fernández S., González-Sampériz P., Gil-Romera G., Badal E., Carrión-Marco Y., López-Merino L., López-Sáez J.A., Fierro E. y Burjachs F. (2010): Expected trends and surprises in the Lateglacial and Holocene vegetation history of the Iberian Peninsula and Balearic Islands. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **162**, 458-475.
- Carrión J.S., Finlayson C., Fernández S., Finlayson G., Allué E., López-Sáez J.A., López-García P., Gil-Romera G., Bailey G., y González-Sampériz P. (2008): A coastal reservoir of biodiversity for Upper Pleistocene human populations: palaeoecological investigations in Gorham's Cave (Gibraltar) in the context of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews*, **27**, 2118-2135.
- Carrión J.S., Fuentes N., Gonzalez-Sampériz P., Sánchez Quirante L., Finlayson J.C., Fernández S. y Andrade A. (2007): Holocene environmental change in a montane region of southern Europe with a long history of human settlement. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 1455-1475.
- Carrión J.S., Navarro C., Navarro J. y Munuera M. (2000): The distribution of cluster pine (*Pinus pinaster*) in Spain as derived from palaeoecological data: relationships with phytosociological classification. *Holocene*, **10**, 243-252.
- Carrión J.S., Yll E.I., Willis K.J. y Sánchez P. (2004): Holocene forest history of the eastern plateaux in the Segura Mountains (Murcia, southeastern Spain). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **132**, 219-236.
- Casas D., Ercilla G., Baraza J. y Coakley B. (2006a): Physical properties and their relationship to texture and consolidation effects in Pliocene-Quaternary sediments from Madeira Abyssal Plain. *Marine Georesources and Geotechnology*, **24**, 4, 265-286.
- Casas D., Ercilla G. y Lykousis V. (2006b): Physical properties and their relationship to sedimentary processes and texture in sediments from mud volcanoes in the Anaximander Mountains (Eastern Mediterranean). *Scientia Marina*, **70**, 4, 643-659.
- Casas S., Noriega R. y Senet M. (1988): La intrusión marina en el acuífero detrítico de la Plana de Sagunto (Comunidad Valenciana). En: Fernández-Rubio R., López Geta J.A. y Ramos González G. (Eds.): *Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros (TIAC 88)*. Almuñecar (Granada), 137-151.
- Castro-Díez Y., Pozo-Vázquez D., Rodrigo F.S. y Esteban-Parra M.J. (2002): NAO and winter temperature variability in southern Europe. *Geophysical Research Letters*, **29**, doi: 10.1029/2001GL014042.
- Catuneanu O. (2002): Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, **35**, 1-43.
- Catuneanu O. (2006): *Principles of Sequence Stratigraphy*. 1ª Edición, Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
- Catuneanu O., Abreu V., Bhattacharya J.P., Blum M.D., Dalrymple R.W., Eriksson P.G., Fielding C.R., Fisher W.L., Galloway W.E., Gibling M.R., Giles K.A., Holbrook J.M., Jordan R.,

- Kendall C.G.St.C., Macurda B., Martinsen O.J., Miall A.D., Neal J.E., Nummedal D., Pomar L., Posamentier H.W., Pratt B.R., Sarg J.F., Shanley K.W., Steel R.J., Strasser A., Tucker M.E., Winker C. (2009): Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Science Reviews*, **92**, 1-33.
- Catuneanu O., Bhattacharya J.P., Blum M.D., Dalrymple R.W., Eriksson P.G., Fielding C.R., Fisher W.L., Galloway W.E., Gianolla P., Gibling M.R., Giles K.A., Holbrook J.M., Jordan R., Kendall C.G.St.C., Macurda B., Martinsen O.J., Miall A.D., Nummedal D., Posamentier H.W., Pratt B.R., Shanley K.W., Steel R.J., Strasser A. y Tucker M.E. (2010): Sequence stratigraphy: common ground after three decades of development. *First Break*, **28**, 21-34.
- Catuneanu O., Galloway W.E., Kendall C.G.St.C., Miall A.D., Posamentier H.W., Strasser A. y Tucker M.E. (2011): Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, **44**, 3, 173-245.
- Catuneanu O., Willis A.J. y Miall A.D. (1998): Temporal significance of sequence boundaries. *Sedimentary Geology*, **121**, 157-178.
- Cavanilles A.J. (1795): *Observaciones sobre la historia natural, geografía, agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia, por D. Antonio Josef Cavanilles de orden superior en Madrid*. Imprenta Real. Ed. Facsimil, 1989. Tomos I y II.
- Cearreta A. (1998): Holocene sea-level change in the Bilbao estuary (north Spain): foraminifera evidence. *Micropaleontology*, **44**, 265-276.
- Cearreta A., Cachão M., Cabral M.C., Bao R. y Ramalho M.J. (2003): Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 2: microfósil multiproxy reconstruction of the Santo André coastal area. *The Holocene*, **13**, 3, 447-458.
- Chabret A. (1888): *Sagunto su historia y sus monumentos*. Obra premiada en los juegos flores del rat-Penat celebradas en Valencia el 16 de marzo de 1885. Real Academia de Historia. Barcelona. Tipografía de los sucesores de N. Ramirez. Tomos I y II.
- Chagué-Goff C., Dawson S., Goff J.R., Zachariasen J., Berryman K.R., Garnett D.L., Waldron H.M. y Mildenhall D.C. (2002): A tsunami (ca. 6300 years BP) and other Holocene environmental changes, northern Hawke's Bay, New Zeland. *Sedimentary Geology*, **150**, 89-102.
- Chappel J. y Polach H. (1991): Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature*, **349**, 147-149.
- Chappell J. y Shackleton N. J. (1986): Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**, 137-140.
- Checa A., Díaz J.I., Farrán M. y Maldonado A. (1988): Sistemas deltaicos holocenos de los ríos Llobregat, Besos y Foix: modelos evolutivos transgresivos. *Acta Geológica Hispánica*, **23**, 241-255.
- Chiocci F.L., Ercilla G. y Torres J. (1997): Stratal architecture of Western Mediterranean Margins as the result of the stacking of Quaternary lowstand deposits below "glacio-eustatic fluctuation base-level". *Sedimentary Geology*, **112**, 195-217.
- Clarke G.K.C., Leverington D.W., Teller J.T. y Dyke A.S. (2004): Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 389-407.
- Clausell G. (1994): Nuevos hallazgos fenicios en la provincia de Castellón. *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **16**, 93-103.

- Clavé B., Massé L., Carbonel P. y Tastet J. (2001): Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast). *Oceanologica Acta*, **24**, 4, 377-389.
- CLIVAR (2010): *Clima en España: Pasado, Presente y Futuro. Informe de evaluación del cambio climático regional*. Red Temática CLIVAR-ESPAÑA, 83 pp.
- Cloetingh S., Ziegler P.A., Beekaman F., Andriessen P.A.M., Matenco L., Bada G., García-Castellanos D., Hardebol N., Dèzes P. y Sokoutis D. (2005): Lithospheric memory, state of stress and rheology: neotectonic controls on Europe's intraplate continental topography. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 241-304.
- Cohen A.S. (2003): *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, USA, 500 pp.
- Collado M. A. y Robles F. (1983): Estudio de las asociaciones de moluscos de la turbera holocena de Torreblanca (Castellón). *Mediterránea Serie Geológica*, **1**, 105-142.
- Collinson J.D. y Thompson D.B. (1989): *Sedimentary structures*. Chapman and Hall, London, 207 pp.
- Colombo F. (1980): *Estratigrafía y sedimentología del Terciario inferior continental de los Catalánides*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 549 pp.
- Colombo F. (1986): Estratigrafía y sedimentología del Paleoceno continental del borde meridional occidental de Los Catalánides (Provincia de Tarragona, España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, **10**, 295-334.
- Colombo F. (1992): Abanicos aluviales En: Arche A. (Ed.): *Sedimentología*. Colección Nuevas Tendencias, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 143-218.
- Colombo F. (2012): Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación. En: Arche A. (Ed.): *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 131-225.
- Comas X., Slater L. y Reeve A. (2004): Geophysical evidence for peat basin morphology and stratigraphic controls on vegetation observed in a Northern Peatland. *Journal of Hydrology*, **295**, 173-184.
- Combourieu Nebout N., Peyron O., Dormoy I., Desprat S., Beaudouin C., Kotthoff U. y Marret, F. (2009): Rapid climatic variability in the west Mediterranean during the last 25 000 years from high resolution pollen data. *Climate of the Past*, **5**, 503-521.
- Conde J. (1799): *Descripción de España por Xerif Aledris conocido por el Nubiense, con traducción y notas de Don Josef Antonio Conde, de la Real Biblioteca*. Madrid imprenta Real, 234 pp.
- Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ) (1997): *Plan Hidrológico de la cuenca del Júcar*. Ministerio de Medio Ambiente.
- Cook E.R., D'Arrigo R.D. y Mann M.E. (2002): A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic oscillation index since AD 1400. *Journal of Climate*, **15**, 1754-1764.
- Cruces A., Freitas M.C., Andradre C., Munhá J., Tassinari C., Vale C. y Jouanneau J.M. (2004): The importance of geochemistry in multidisciplinary studies of lagoonal environments at different time scales: the case of Santo André lagoon (SW Portugal). *Journal of Coastal Research*, **39**, 1716-1722.
- Cullen H.M. y deMenocal P.B. (2000): North Atlantic influence on Tigris-Euphrates streamflow. *International Journal of Climatology*, **20**, 853-863.

- Cullen H.M., Kaplan A., Arkin P.A. y deMenocal P.B. (2002): Impact of the North Atlantic Oscillation on the Middle Eastern climate and streamflow. *Climatic Change*, **55**, 315-338.
- Cundy A.B., Sprague D., Hopkinson L., Maroukian H., Gaki-Papanastassiou K., Papanastassiou D. y Frogley M.R. (2006): Geochemical and stratigraphic indicators of late Holocene coastal evolution in the Gythio area, southern Peloponnese, Greece. *Marine Geology*, **230**, 161-177.
- Cutler K.B., Gray S.C., Burr G.S., Edwards R.L., Taylor F.W., Cabioch G., Beck J.W., Cheng H. y Moore J. (2004): Radiocarbon Calibration and Comparison to 50 Kyr BP with Paired ^{14}C and ^{230}Th Dating of Corals from Vanuatu and Papua New Guinea. *Radiocarbon*, **46**, 3, 1127-1160.
- Dabrio C.J. (1984a). Ambientes sedimentarios y facies. En: Gabaldón V., Díaz Molina M., Mº de Industria y Energía e IGME (Eds.): *Ciclo de Seminarios de Sedimentología*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1, 3-11.
- Dabrio C.J. (1984b): Sedimentación en costas siliciclásticas, deltas y mares someros. En: Gabaldón V., Díaz Molina M., Mº de Industria y Energía e IGME (Eds.): *Ciclo de Seminarios de Sedimentología*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1, 131-81.
- Dabrio C.J. (1992): Playas e islas barrera-lagoon. En: Arche A. (Ed.): *Sedimentología*. Colección Nuevas Tendencias, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 351-396.
- Dabrio C.J. (2010): Playas. En: Arche A. (Ed.): *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 441-502.
- Dabrio C.J. y Hernando, S. (2003): *Estratigrafía*. Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 382 pp.
- Dabrio C.J., Zazo C., Cabero A., Goy J.L., Bardají T., Hillaire-Marcel C., Gonzalez- Delgado J.A., Lario J., Silva P.G., Borja F. y García-Blazquez A.M. (2011): Millennial/submillennial-scale sea-level fluctuations in Western Mediterranean during the second highstand of MIS 5e. *Quaternary Science Review*, **30**, 335-346.
- Dabrio C.J., Zazo C., Goy J.L., Sierro F.J., Borja F., Lario J., González J.A. y Flores J.A. (2000): Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cádiz, southern Spain). *Marine Geology*, **162**, 381-404.
- Dabrio C.J., Zazo C., Lario J., Goy J.L., Sierro F.J., Borja F., González J.A. y Flores J.A. (1999): Sequence stratigraphy of Holocene incised-valley fills and coastal evolution in the Gulf of Cadiz (southern Spain). *Geologie en Mijnbouw*, **77**, 263-281.
- Davidson J.M., Biggar J.W. y Nielsen D.R. (1963): Gamma radiation attenuation for measuring bulk density and transient water flow in porous materials. *Journal of Geophysical Research*, **68**, 16, 4777-4783.
- Davis J.R.A. y Fitzgerald D.M. (2004): *Beaches and Coasts*. Blackwell Science Ltd. Oxford. 419 pp.
- Davison W. (1993): Iron and manganese in lakes. *Earth Science Reviews*, **34**, 119-163.
- de Juan C. (2002): Primera aproximación a la infraestructura portuaria saguntina. *SAGVNTVM*, **34**, 115-126.
- de Juan C. (2003): La arqueología subacuática saguntina y el Grau Vell. Estado de la cuestión. *SAGVNTVM*, **35**, 229-235.

- de Vicente G., Vegas R. y Casas A. (2004): Estructura y evolución alpina de la Cadena Ibérica. *En*: J.A. Vera (Ed.): *Geología de España*. SGE-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 525-527.
- Dean W.E. (1974): Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *Journal Sedimentary Petrology*, **44**, 242-248.
- Dean W.E. (1981): Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern North temperate hard-water lakes. *En*: Ethridge F.G. y Flores R.M. (Eds.): *Recent and Ancient Nonmarine depositional environments: Models for Exploration*. SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication 31, 213-231.
- Dean W.E. (1999): The carbon cycle and biogeochemical dynamics in lake sediments. *Journal of Paleolimnology*, **21**, 375-393.
- Dean W.E. y Fouch T.D. (1983): Lacustrine environment. *En*: Scholle P.A., Bebout D.G. y Moore C.H. (Eds.): *Carbonate Depositional Environments*. American Association Petroleum Geologist Memoir, 33, 97-130.
- Dean W.E. y Schwalb A. (2000): Holocene environmental and climatic change in the Northern Great Plains as recorded in the geochemistry of sediments in Pickerel Lake, South Dakota. *Quaternary International*, **67**, 5-20.
- Dean W.E., Ahlbrandt T.S., Anderson R.Y. y Bradbury J.P. (1996): Regional aridity in North America during the middle Holocene. *The Holocene*, **6**, 145-155.
- Dean W.E., Gardner J.V. y Piper D.Z. (1997): Inorganic geochemical indicators of glacial-interglacial changes in productivity and anoxia on the California continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 21, 4507-4518.
- Dean W.W., Rosenbaum J., Skipp G., Colman S., Forester R., Liu A., Simmons K. y Bischoff J. (2006): Unusual Holocene and late Pleistocene carbonate sedimentation in Bear Lake, Utah and Idaho, USA. *Sedimentary Geology*, **185**, 93-112.
- Dearing J.A., Boyle J.F., Appleby P.G., Mackay A.W. y Flower R.J. (1998): Magnetic properties of recent sediments in Lake Baikal, Siberia. *Journal of Paleolimnology*, **20**, 163-173.
- Dearing J.A., Elner J.K. y Hapley-Wood C.M. (1981): Recent sediments flux and erosional processes in Welsh upland lake-catchment based on magnetic susceptibility measurements. *Quaternary Research*, **16**, 356.
- Dellwig O., Watermann F., Brumsack H.J. y Gerdes G. (1999): High-resolution Reconstruction of a Holocene Coastal Sequence (NW Germany) Using Inorganic Geochemical Data and Diatom Inventories. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **48**, 617-633.
- deMenocal P., Ortiz J., Guilderson T. y Sarnthein M. (2000): Coherent high and low latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science*, **288**, 2198-2202.
- Desprat S., Sánchez-Goñi M.F. y Loutre M.F. (2003): Revealing climatic variability of the last three millennia in northwestern Iberia using pollen influx data. *Earth and Planetary Science Letters*, **213**, 63-78.
- Dias J.M.A., Boski T., Rodrigues A. y Magalhães F. (2000): Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis. *Marine Geology*, **170**, 177-186.

- Díaz del Río V., Rey J. y Vegas R. (1986): The Gulf of Valencia continental shelf: extensional tectonics in Neogene and Quaternary sediments. *Marine Geology*, **73**, 1/2, 169-179.
- Díaz J.I. y Ercilla G. (1990): Holocene prodeltaic depositional history in the Gulf of Rosas, northwestern Mediterranean Sea. *Annual Convention of American Association of Petroleum Geologists*, San Francisco, 75 pp.
- Díaz J.I. y Ercilla G. (1993): Holocene depositional history of the Fluviá-Muga prodelta, northwestern Mediterranean Sea. *Marine Geology*, **111**, 83-92.
- Díaz J.I., Palanques A., Nelson C.H. y Guillén J. (1996): Morpho-structure and sedimentology of the Holocene Ebro prodelta mud belt (northwestern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, **16**, 435-456.
- Domínguez-Castro F., García-Herrera R., Ribera P. y Barriendos M. (2010): A shift in the spatial pattern of Iberian droughts during the 17th Century. *Climate of the Past*, **6**, 553-563.
- Domínguez-Castro F., Santisteban J.I., Barriendos M. y Mediavilla R. (2008): Reconstruction of drought episodes for central Spain from rogation ceremonies recorded at the Toledo Cathedral from 1506 to 1900: A methodological approach. *Global and Planetary Change*, **63**, 230-242.
- Domínguez-Castro F., Santisteban J.I., Mediavilla R. y Barriendos M. (2007): Evolución de eventos climáticos extremos (inundaciones y sequías) para la zona central de la Península Ibérica desde el siglo XVI a partir del registro de rogativas e inundaciones históricas. En: Bermudez D.D., Najarro M. y Quesada C. (Eds.): *II Semana de jóvenes investigadores del IGME*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 57-63.
- Domínguez-Castro F., Santisteban J.I., Mediavilla R., Dean W., López-Pamo E., Gil-García M.J. y Ruiz-Zapata M.B. (2006): Environmental and geochemical record of human-induced changes in C storage during the last millennium in a temperate wetland (Las Tablas de Daimiel National Park, central Spain). *Tellus*, **58B**, 573-585.
- Donovan A.D. (2001): Free market theory and sequence stratigraphy. A.A.P.G. Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts, Dallas, August 26–29, Program and Abstracts Volume, p. 22.
- Dorado M., Valdeolmillos A., Ruiz M.B. y Bustamante I. (1998): Climatic changes and aquatic ecosystem evolution of the “Las Tablas de Daimiel” National Park (Spain). En: Lemmela R. y Helenius N. (Eds.): *Proceedings of the Second International Conference on Climate and Water*, vol. 3. Edita Ltd., Helsinki, 1244-1253.
- Dorado M., Valdeolmillos A., Ruiz M.B., Gil M.J. y de Bustamante I. (2002): Climatic changes since the Late-glacial/Holocene transition in La Mancha Plain (South-central Iberian Peninsula, Spain) and their incidence on Las Tablas de Daimiel marshlands. *Quaternary International*, **93-94**, 73-84.
- Drago T., Freitas C., Rocha F., Cachao M., Moreno J., Naughton F., Fradique C., Araújo F., Silveira T., Oliveira A., Cascalho J. y Fatela F. (2004): Paleoenvironmental evolution of estuarine systems during the last 14000 years-the case of Douro estuary (NW Portugal). *Journal of Coastal Research*, **39**, 186-192.
- Dükeloh, A. y Jacobeit, J. 2003: Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98. *International Journal of Climatology*, **23**, 1843-1866.

- Duplessy J.C., Bard E., Labeyrie L., Duprat J. y Moyes J. (1993): Oxygen isotope records and salinity changes in the northeastern Atlantic during the last 18,000 years. *Paleoceanography*, **8**, 341-350.
- Duplessy J.C., Delibrias G., Turon J.L., Pujol C. y Duprat J. (1981): Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **35**, 121-144.
- Dupré M., Fumanal M.P., Sanjaume E., Santisteban C., Usera J. y Viñals M.J. (1988): Quaternary evolution of the Pego coastal Lagoon (Southern Valencia, Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **68**, 291-299.
- Dupuy de Lôme E. (1959): *Mapa Geológico de España. Hoja n° 668. Sagunto*. Instituto Geológico y Minero de España.
- Dymond J., Siesser W.G. y Murat A. (1992): Barium in deep-sea sediment: a proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, **7**, 163-181.
- Edwards R.L., Beck J.W., Burr G.S., Donahue D.J., Chappell J.M.A., Bloom A.L., Druffel E.R.M., Taylor F.W. (1993): A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ^{230}Th ages of corals. *Science*, **260**, 962-968.
- Embry A.F. y Johannessen E.P. (1992): T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. En: Vorren T.O., Bergsager E., Dahl-Stamnes O.A., Holter E., Johansen B., Lie E. y Lund T.B. (Eds.): *Arctic Geology and Petroleum Potential*. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication 2, 121-146.
- Emeis K.C., Struck U., Schulz H.M., Rosenberg R., Bernasconi S., Erlenkeuser H., Sakamoto T. y Martinez-Ruiz F. (2000): Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16.000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeographic, palaeoclimatology, Palaeoecology*, **158**, 259-280.
- Emery D. y Myers K.J. (1996): *Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, UK, 297 pp.
- Emiliani C. (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, **63**, 538-578.
- Engstrom D.R. y Hansen B.C.S. (1985): Postglacial vegetational change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and chemical stratigraphy. *Canadian Journal of Botany*, **63**, 543-561.
- Engstrom D.R. y Wright Jr H.E. (1984): Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. En: Haworth E.Y. y Lund J.W.G. (Eds.): *Lake Sediments and Environmental History*. University of Minnesota Press, Minneapolis, 11-67.
- Ercilla G. y Alonso B. (1996): Quaternary siliciclastic sequences stratigraphy of western Mediterranean passive and tectonically active margins: the role of global versus local controlling factors. En: Batist M. y Jacobs R. (Eds.) *Geology of Siliclastic Shelf Seas*. Geological Society of London, Special Publication 117, 125-137.
- Ercilla G., Alonso B. y Baraza J. (1994): Post-Calabrian sequence stratigraphy of the northwestern Alboran Sea (southwestern Mediterranean). *Marine Geology*, **120**, 3-4, 249-265.

- Ercilla G., Díaz J.I., Alonso B. y Farrán M. (1995): Late Pleistocene-Holocene sedimentary evolution of the northern Catalonia continental shelf (northwestern Mediterranean Sea). *Continental Shelf Research*, **15**, 11/12, 1435-1451.
- Ercilla G., Estrada F., Casas D., Durán R., Nuez M., Alonso B. y Farrán M. (2010): The El Masnou infralittoral sedimentary environment (Barcelona province, NW Mediterranean Sea): morphology and Holocene seismic stratigraphy. *Scientia Marina*, **74**, 1, 179-196.
- Escolano G. (1878): *Décadas de la historia de la insigne y coronada ciudad y Reino de Valencia por el licenciado Gaspar Escolano. Rector de la Parroquia de S. Esteban, cronista del Rey nuestro señor en el dicho Reino y Predicador de la ciudad y consejo*. Tres tomos.
- Escolano G.J. (1610): *Década primera de la historia de la insigne y coronada ciudad y reyno de Valencia*. Valencia: Pedro Patricio Mey.
- Esterle J.J y Ferm J.C. (1994): Spatial variability in modern tropical peat deposits from Sarawak, Malaysia and Sumatra, Indonesia: analogues for coal. *International Journal of Coal Geology*, **26**, 1-41.
- Esteller M.V. (1994): *Consideraciones sobre el aprovechamiento de los recursos hídricos en la plana de Castellón. Utilización de aguas residuales para riego*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 446 pp.
- Fairbanks R.G. (1989): A 17,000 years glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- Fairbanks R.G. (1990): The age and origin of the "Younger Dryas climate event" in Greenland ice cores. *Paleoceanography*, **6**, 937-948.
- Fairbanks R.G., Mortlock R.G., Chiu T.C., Cao L., Kaplan A., Guilderson T.P., Fairbanks T.W. y Bloom A.L. (2005): Marine radiocarbon calibration curve Spanning 10000 to 50000 years B.P. based on paired $^{239}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ y ^{14}C dates on Pristine corals. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1781-1796.
- Fairbridge R.G. (1962): World sea-level and climate changes. *Quaternaria*, **6**, 111-134.
- Farabegoli E., Onorevoli G. y Bacchiocchi C. (2004): Numerical simulation of Holocene depositional wedge in the southern Po Plain-northern Adriatic Sea (Italy). *Quaternary International*, **120**, 119-132.
- Farnham R.S. y Finney H.R. (1965): Clasificación and properties of organic soils. *Advances in Agronomy*, **17**, 115-162.
- Fernández A. (1980): Estudio de los restos arqueológicos submarinos en las costas de Castellón. *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **7**, 136-193.
- Fernández A. (1985): El yacimiento submarino de Ben-Afeli (Almazora, Castellon). Campaña de excavaciones. *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **11**, 157-167.
- Fernández S., Carrión J.S., Fuentes N., González-Sampériz P., Gil G., García-Martínez M.S., Vega-Toscano L.G. y Riquelme J.A. (2007): Palynology of Carihuela Cave, southern Spain: completing the record. *Geobios*, **40**, 75-90.
- Fernández-Salas L.M. (2008): *Los depósitos del Holoceno superior en la plataforma continental del sur de la Península Ibérica: caracterización morfológica y estratigráfica*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad de Cadiz.

- Fernández-Salas L.M., Dabrio C.J., Goy J.L., Díaz del Río V., Zazo C., Lobo F.J., Sanz J.L. y Lario J. (2010): Land-sea correlation between Late Holocene coastal and infralittoral deposits in the SE Iberian Peninsula (Western Mediterranean). *Geomorphology*, **104**, 4-11.
- Fernández-Salas L.M., Lobo F.J., Hernández-Molina F.J., Somoza L., Rodero J., Díaz del Río V. y Maldonado A. (2003): High-resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high-frequency climatic and relative sea-level changes. *Continental Shelf Research*, **23**, 11-13, 1037-1054.
- Ferrán M. y Maldonado A. (1990): The Ebro continental shelf: Quaternary seismic stratigraphy and growth patterns. En: Nelson C.H. y Maldonado A (Eds.): *The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean*. Sea. *Marine Geology*, **95**, 289-312.
- Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orrù P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Sansò P. y Verrubbi V. (2006): Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications. *Quaternary International*, **145-146**, 30-54.
- Ferranti L., Pagliarulo R., Antonioli F. y Randisi A. (2011): "Punishment for the sinner": Holocene episodic subsidence and steady tectonic motion at ancient Sybaris (Calabria, southern Italy). *Quaternary International*, **232**, 56-70.
- Ferranti L., Santoro E., Mazzella E., Monaco C. y Morelli D. (2010). Active transpression in the northern Calabria, Southern Italy. *Tectonophysics*, **476**, 1-2, 226-251.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., Matter, A. (2003): Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. *Science*, **300**, 1737-1739.
- Fleming K., Johnston P., Zwartz D., Yokoyama Y., Lambeck K. y Chappell J. (1998): Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far-and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*, **163**, 327-342.
- Fletcher W.J. y Sánchez-Goñi M.F. (2008): Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research*, **70**, 451-464.
- Fletcher W.J., Boski T. y Moura D. (2007): Palynological evidence for environmental and climatic change in the lower Guadiana valley, Portugal, during the last 13.000 years. *The Holocene*, **17**, 4, 481-494.
- Font J., García-Ladona E. y Górriz E.G. (1995): The seasonality of mesoscale motion in the Northern Current of the Western Mediterranean: several years of evidence. *Oceanologica Acta*, **18**, 2, 207-219.
- Font Tullot I. (1988): *Historia del Clima de España: Cambios climáticos y sus causas*. Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 297 pp.
- Font, J. (1990): A comparison of seasonal winds with currents on the continental slope of the Catalan Sea (North Western Mediterranean). *Journal of Geophysical Research*, **95**, 1537-1545.
- Fontana Tarrats J.M. (1978): *Historia del clima en el litoral mediterráneo: Reino de Valencia más Provincia de Murcia*. Ayuntamiento de Alicante, Alicante, 206 pp.

- Fontboté J.M., Guimerà J., Roca E., Sàbat F., Santanach P. y Fernández-Ortigosa F. (1990): The Cenozoic geodynamic evolution of the Valencia trough (Western Mediterranean). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **3**, 249-259.
- Forzoni A., Storms J.E.A., Reimann T., Moreau J. y Jouet G. (2015): Non-linear response of the Golo River system, Corsica, France, to Late Quaternary climatic and sea level variations. *Quaternary Science Reviews*, **121**, 11-27.
- Fregenal M.A. y Meléndez N. (2012): Lagos y sistemas lacustres. En: Arche A. (Ed.): *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Textos Universitarios **46**, Madrid, 299-397.
- Freitas M.C., Andrade C. y Cruces A. (2002): The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. *Quaternary International*, **93-94**, 161-170.
- Freitas M.C., Andrade C., Rocha F., Tassinari C., Munhá J.M., Cruces A., Vidinha J. y Marques da Silva C. (2003): Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 1: the sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area. *The Holocene*, **13**, 3, 433-446.
- Frenzel B., Pecsí M. y Velichko, A. (1992): *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene-Holocene*. Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart (Germany).
- Freytet P. (1984): Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergences et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, **8**, 1, 223-246.
- Freytet P. y Plaziat J.C. (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis: Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology Geology*, **12**, 1-213.
- Freytet P. y Verrecchia E.P. (2002): Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, **27**, 221-237.
- Frigola J., Moreno A., Cacho I., Canals M., Sierro F.J., Flores J.A., Grimalt J.O., Hodell D.A. y Curtis J.H. (2007): Holocene climate variability in the western Mediterranean region from a deepwater sediment record. *Paleoceanography*, **22**, PA2209, doi: 10.1029/2006PA001307.
- Frigola J., Moreno A., Cacho I., Canals M., Sierro F.J., Flores J.A., y Grimalt J.O. (2008): Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50 kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea. *Quaternary International*, **181**, 88-104.
- Fullana J. (2001): *Plan de protección de recursos hídricos de la zona húmeda de Almenara*. Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas. Ministerio de Medio Ambiente, Oficina de Planificación Hidrológica, 226 pp.
- Fumanal M.P. (1996): Aspectos paleoambientales del País Valenciano. *Notes de Geografia Física*. **25**, 41-65.
- Fumanal M.P. y Dupré M. (1986): Aportaciones de la sedimentología y de la palinología al conocimiento del Paleambiente valenciano durante el Holoceno. En: Lopez-Vera F. (Ed.): *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. Proceeding of the Symposium on Climatic Fluctuations during the Quaternary in the Western Mediterranean Regions, Madrid, 325-343.

- Fumanal M.P., Usera J., Viñals M.J., Mateu G., Belluomini G., Manfra L., y Proszynska-Bordas H. (1993): Evolución cuaternaria de la bahía de Xàbia (Alicante). *En*: Fumanal M.P. y Bernabeu J. (Eds.): *Estudios sobre Cuaternario*. Valencia, 17-27.
- Gabaldon V., Hernandez A. y Anadón P. (1983): Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 56, Valencia. Instituto Geológico y Minero de España.
- Galloway W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequence in basin analysis: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologist*, **73**, 125-142.
- Gámez D. (2007): *Sequence stratigraphy as a tool for a water resources management in alluvial coastal aquifers: application to the Llobregat delta (Barcelona, Spain)*. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. 177 pp.
- Gámez D., Simó J.A., Lobo F.J., Barnolas A., Carrera J. y Vázquez-Suñé E. (2009): Onshore-offshore correlation of the Llobregat deltaic system, Spain: Development of deltaic geometries under different relative sea-level and growth fault influences. *Sedimentary Geology*, **217**, 65-84.
- García y Bellido A. (1987): *La España del siglo primero de nuestra era (según P. Mela y C. Plinio)*. Austral, 301 pp.
- García y Bellido A. (1993): *España y los españoles hace dos mil años según la Geografía de Strabón*. Espasa Calpe, 334 pp.
- García-García A., García-Gil S. y Vilas F. (2005): Quaternary evolution of the Ria de Vigo, Spain. *Marine Geology*, **220**, 153-179.
- García-Gil S., Vilas F. y García-García A. (2002): Shallow gas features in incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research*, **22**, 16, 2303-2315.
- García-Hidalgo J.F., Temiño J. y Segura M. (2007): Holocene aeolian development in Central Spain: chronology, regional correlations and causal processes. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 2661-2673.
- García-Lafuente J., López-Jurado J.L., Cano N., Vargas M. y Aguiar J. (1995): Circulation of water masses through the Ibiza Channel. *Oceanologica Acta*, **18**, 2, 245-254.
- Garret C., Thompson K. y Blanchard W. (1990): Sea-level Flips: at the Strait of Gibraltar. *Nature Magazine*, **348**, 292.
- Geiss C.E., Umbanhowar C.E., Camill P. y Banerjee S.K. (2003): Sediment magnetic properties reveal Holocene climate change along the Minnesota prairie-forest ecotone. *Journal of Paleolimnology*, **30**, 151-166.
- Gensous B., Williamson D. y Tesson M. (1993). Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône Delta, France). *En*: Posamentier H.W., Summerhayes C.P., Haq B.V. y Allen G.P. (Eds.): *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Special Publication International Association of Sedimentologists, **18**, 197-211.
- GEODE [en línea]. Sistema de Información Geológica Continua: SIGECO. Instituto Geológico y Minero de España. Editor: J. Navas. [Fecha de consulta 12/12/2011]. Disponible en: <http://cuarzo.igme.es/sigeco/default.htm>
- GEOSCAN (1994): *Informe sobre el emplazamiento de sondeos en el área de confluencia entre el río Mijares y la Rambla de la Viuda para abastecimiento al municipio de Burriana*. Ministerio Obras Públicas, Transporte y Medio Ambiente.

- GEOTEK MSCL Manual (2000): Multi-Sensor Core Logger. UK.
- Gil I.M., Abrantes F. y Hebbeln D. (2006): The North Atlantic Oscillation forcing through the last 2000 years: spatial variability as revealed by high-resolution marine diatom records from N and SW Europe. *Marine Micropaleontology*, **60**, 113-129.
- Gil-García M.J., Ruiz-Zapata M.B., Santisteban J.I., Mediavilla R.M., Lopez-Pamo E. y Dabrio C.J. (2007): Late Holocene environments in Las Tablas de Daimiel (South Central Iberian Peninsula, Spain). *Vegetation History and Archaeobotany*, **16**, 241-250.
- Giménez E. (1994): *Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (España)*. Tesis Doctoral (inérita). Universidad de Granada. 469 pp.
- Giménez E. y Morell I. (1988): La intrusión marina en los acuíferos costeros de la Provincia de Castellón. En: Fernández-Rubio R., López Geta J.A. y Ramos González G. (Eds.): *Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros (TIAC 88)*. Almuñecar (Granada), 99-109.
- Giménez E. y Morell I. (1991): Consideraciones sobre la utilización de iones minoritarios en la caracterización de la intrusión marina. *El Agua en Andalucía*, **I**, 401-412.
- Giménez E. y Morell I. (1992): Utilización del boro como indicador de contaminación en la Plana de Castellón. *Hidrogeología y Recursos Hidráulicos*, **XVI**, 285-292.
- Giménez E. y Morell I. (1997): Hydrogeochemical analysis of salinization processes in the coastal aquifer of Oropesa (Castellón, Spain). *Environmental Geology*, **29**, 118-131.
- Giner I. (2002): Trabajos arqueológicos en el yacimiento subacuático de trencatimons en la zona de ampliación del puerto de Sagunto. *ARSE*, **36**, 81-97.
- Giralt S., Burjachs F., Roca J.R. y Julià R. (1999): Late Glacial to Early Holocene environmental adjustment in the Mediterranean semi-arid zone of the Salines playa-lake (Alacant, Spain). *Journal of Paleolimnology*, **21**, 449-460.
- Glenn C. y Kelts K. (1991): Sedimentary rhythms in lake deposits. En: Einsele G., Ricken W. y Seilacher A. (Eds.) *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 188-221.
- Glew J.R., Smol J.P. y Last W.M. (2001): Sediment core collection and extrusion. En: Last W.M. y Smol J.P. (Eds.): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments: Physical and Chemical Techniques*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 73-105.
- Goff J.R. y Chagué-Goff C. (1999): A late Holocene record of environmental changes from coastal wetlands: Abel Tasman National Park, New Zealand. *Quaternary International*, **56**, 39-51.
- Goldfinger C., Morey A.E., Hans Nelson C., Gutiérrez-Pastor J., Johnson J.E., Karabanov E., Chaytor J., Eriksson A. y Shipboard Scientific Party. (2007): Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, **254**, 9-27.
- Gómez J. (2003): Actualización del estado de la intrusión marina en el acuífero de la Plana de Sagunto (Valencia, España). En: López-Geta J.A., de Dios Gómez J., de la Orden J.A., Ramos G y Rodríguez L. (Eds.): *Tecnología de la Intrusión de agua de mar en acuíferos costeros: países mediterráneos*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 87-93.
- Gómez-Orellana L., Ramil-Rego P. y Muñoz Sobrino C. (2007): The Würm in NW Iberia, a pollen record from Area Longa (Galicia). *Quaternary Research*, **67**, 438-452.

- González R., Dias J.M.A., Lobo F. y Mendes I. (2004): Sedimentological and paleoenvironmental characterisation of transgressive sediments on the Guadiana Shelf. *Quaternary International*, **120**, 133-144.
- González-Sampériz P. y Sopena M.C. (2002): Recent Holocene palaeoenvironmental evolution in the central Ebro Basin (NE Spain). *Quaternary International*, **93-94**, 177-190.
- González-Sampériz P., Utrilla P., Mazo C., Valero-Garcés B., Sopena M.C., Morellón M., Sebastián M., Moreno A. y Martínez-Bea M. (2009): Patterns of human occupation during the early Holocene in the Central Ebro Basin (NE Spain) in response to the 8.2 ka climatic event. *Quaternary Research*, **71**, 121-132.
- González-Sampériz P., Valero-Garcés B.L., Moreno A., Jalut G., García-Ruiz J.M., Martí-Bono C., Delgado-Huertas A., Navas A., Otto T. y Dedoubat J.J. (2006): Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research*, **66**, 38-52.
- González-Sampériz P., Valero-Garcés B.L., Moreno A., Morellón M., Navas A., Machín J. y Delgado-Huertas A. (2008): Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Lateglacial: saline lake records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **259**, 157-181.
- González-Vila F.J., Polvillo O., Boki T., Moura D. y de Andrés J.R. (2003): Biomarker patterns in a time-resolved holocene/terminal Pleistocene sedimentary sequence from the Guadiana river estuarine area (SW Portugal/Spain border). *Organic Geochemistry*, **34**, 1601-1613.
- Gourry J.C., Vermeersch F., Garcin M. y Giot D. (2003): Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the val d'Avaray area of the River Loire, France. *Journal of Applied Geophysics*, **54**, 35-49.
- Goy J.L. (1978): *Estudio Geomorfológico del Cuaternario Litoral Valenciano*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid.
- Goy J.L. y Zazo C. (1974): Estudio morfotectónicos del Cuaternario en el Ovalo de Valencia. *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, **2**, 71-82.
- Goy J.L., Gutierrez M., Pedraza J., Vegas R. y Zazo C. (1972a): Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. Hoja nº 668, Sagunto. Instituto Geológico y Minero de España.
- Goy J.L., Vegas R. y Zazo C. (1972b): Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. Hoja nº 669 Moncofar. Instituto Geológico y Minero de España.
- Goy J.L., Vegas R. y Zazo C. (1973a): Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. Hoja nº 696 Burjasot. Instituto Geológico y Minero de España.
- Goy J.L., Zazo C. y Vegas R. (1973b): Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. Hoja nº 641, Castellón de la Plana. Instituto Geológico y Minero de España.
- Goy J.L., Zazo C. y Cuerda J. (1997): Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (I. Baleares) durante el último y presente interglacial: nivel del mar Holoceno y clima. *Boletín Geológico y Minero*, **108**, 455-463.
- Goy J.L., Zazo C. y Dabrio C.J. (2003): A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almería, Western Mediterranean). *Geomorphology*, **50**, 251-268.

- Goy J.L., Zazo C., Dabrio C.J., Baena J., Harvey A.M., Silva P., González F. y Lario J. (1998): Sea level and climate changes in the Cabo de Gata lagoon (Almería) during the last 6500 yr. BP (INQUA). *Subcommission on Mediterranean and Black Sea Shorelines (MBSS) Newsletter*, **20**, 11-18.
- Goy J.L., Zazo C., Dabrio C.J., Lario J., Borja F., Sierro F.J. y Flores J.A. (1996): Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia (Spain) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, **15**, 773-780.
- Guerra S.A., Pires H.O. y Taborda R.P. (2000): O nível médio do mar, a oscilação do Atlântico Norte. *3rd Symposium on the Iberian Atlantic Margin*, Faro (Portugal).
- Guimerà J. (1984): Paleogene evolution of deformation in the northerastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine*, **121**, 413-420.
- Guimerà J. (1988): *Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana*. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona, 600 pp.
- Guimerà J. (2004): Cadenas con cobertera: las cadenas Ibérica y Costero Catalana. *En: Vera J.A. (Ed.): Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 602-617.
- Guimerà J. y Álvaro M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6**, 339-348.
- Gunn D.E. y Best A.I. (1998): A new automated non-destructive system for high resolution multi-sensor core logging of open sediment cores. *Geo-Marine Letters*, **18**, 70-77.
- Guo T., DeLaune R.D. y Patrick Jr. W.H. (2002): The influence of sediment redox chemistry on chemically active forms of Arsenic, Cadmium, Chromium, and Zinc in estuarine sediment. *Environmental International*, **23**, 3, 305-316.
- Gusi F. (1978): Ecosistemas y grupo culturales humanos en las comarcas de Castellón durante el Pleistoceno y mitad del Holoceno. *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **5**, 189-206.
- Gusi F. (2001): *Castellón en la prehistoria. Memoria de los tiempos del ensueño*. Servei d'Investigacions arqueològiques i prehistòriques, Diputació de Castelló. 360 pp.
- Gusi F., Casabó J. y Parra I. (1983): Estudio analítico-estructural de la industria lítica de el Estany Gran de Almenara (Castellón) y la dinámica de su paisaje litoral. *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **9**, 33-54.
- Gutierrez Elorza M. y Pedraza J (1973): Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. Hoja nº 640, Segorbe. Instituto Geológico y Minero de España.
- Gutiérrez-Castorena M.C., Stoops G., Ortiz C. A. y López G. (2005): Amorphous silica materials in soils and sediments of the Ex-Lago de Texcoco, Mexico: An explanation for its subsidence. *Catena*, **60**, 205-226.
- Gvirtzman G. y Wieder M. (2001): Climate of the last 53,000 Years in the eastern Mediterranean, based on soil-sequence Stratigraphy in the coastal plain of Israel. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1827-1849.

- Hamilton E.L. (1971): Elastic properties of marine sediments. *Journal of Geophysical Research*, **76**, 2, 579-604.
- Hamilton-Taylor J. y Davison W. (1995): Redox-driven cycling of trace elements in lakes. En: Lerman A., Imboden D.M. y Gat J. (Eds.): *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer-Verlag, New York, 2ª edición, 217-263.
- Hampton B.A y Horton B.K. (2007): Sheetflow fluvial processes in a rapidly subsiding basin, Altiplano plateau, Bolivia. *Sedimentology*, **54**, 1121-1148.
- Hanneman D.L. y Wideman, C.J. (2010): Continental sequence stratigraphy and continental carbonates. En: Alonso-Zarza A.M. y Tanner L.H. (Eds.): *Carbonates in Continental Settings: Geochemistry, Diagenesis and Applications. Developments in Sedimentology*, 62, Elsevier, Amsterdam, 215-273.
- Haq B.U., Hardenbol J. y Vail P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, **235**, 1156-1167.
- Harms J.C., Southard J.B. y Walker R.G. (1982): *Structure and Sequence in Clastic Rocks*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Lecture Course Notes, 9, 218.
- Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R. y Walker R.G. (1975): *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course num. 2, 161 pp.
- Hazan N., Stein M., Agnon A., Marco S., Nadel D., Negendank J.F.W., Schwab M.J. y Neev D. (2005): The late Quaternary limnological history of Lake Kinneret (Sea of Galilee), Israel. *Quaternary Research*, **63**, 60-70.
- Helland-Hansen W. y Martinsen O.J. (1996): Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 4, 670-688.
- Hernández M. (1997): Espacio y tiempo en la Edad del Bronce del País Valenciano. *Espacio, Tiempo y Forma. Serie I, Prehistoria y Arqueología*, **10**, 279-315.
- Hernández-Molina F.J. (1993): *Dinámica sedimentaria y evolución durante el Pleistoceno Terminal-Holoceno del margen noroccidental del Mar de Alborán*. Modelo de Estratigrafía secuencial de muy alta resolución en plataformas continentales. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 618 pp.
- Hernández-Molina F.J., Somoza L. y Lobo F.J. (2000): Seismic stratigraphy of the Gulf of Cádiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence stratigraphy and response to sea-level fall. En: Hunt D. y Gawthorpe R.L.G. (Eds.): *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society of London, Special Publications 172, 329-362.
- Hernández-Molina F.J., Somoza L. y Rey J. (1996): Late Pleistocene-Holocene high-resolution sequence analysis on the Alboran Sea continental shelf. En: De Batist M. y Jacobs P. (Eds.): *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*, Geological Society of London, Special Publication 117, 139-154.
- Hernández-Molina F.J., Somoza L., Rey J. y Pomar L. (1994): Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology*, **120**, 129-174.
- Hernández-Molina F.J., Somoza L., Vázquez J.T., Lobo F., Fernández-Puga M.C., Llave E. y Díaz del Río V. (2002): Quaternary stratigraphic stacking patterns on the continental shelves of the

- southern Iberian Peninsula: their relationship with global climate and palaeoceanographic changes. *Quaternary International*, **92**, 5-23.
- Henderson R.E. y Doiron R. (1981): Some identification hints for the field classification of peat. En: *Proceedings of Organic Soils Mapping Workshop*, Fredericton, New Brunswick. Agriculture Canada Land Resource Research Institute, Ottawa, 105-110.
- HIDTMA (2010): *Estudio ecocartográfico del litoral de la provincia de Castellón*. Memoria Divulgativa. Ministerio de Medio Ambiente. 93 pp
- HIDTMA e IBERINSA (2007): Estudio ecocartográfico del litoral de las provincias de Alicante y Valencia. Memoria Divulgativa. Ministerio de Medio Ambiente. 90 pp.
- Horton B.P., Edwards R.J. y Lloyd J.M. (1999): A foraminiferal based transfer function: implications for sea-level studies. *The Journal of Foraminiferal Research*, **29**, 117-129.
- Houben P., Hoinkis R., Santisteban J.I., Salat C. y Mediavilla R. (2011): Combining allostratigraphic and lithostratigraphic perspectives to compile subregional records of fluvial responsiveness: The case of the sustainably entrenching Palancia River watershed (Mediterranean coast, NE Spain). *Geomorphology*, **129**, 342-360.
- Hughen K.A., Lehman S., Southon J., Overpeck J., Marchal O., Herring C. y Turnbull J. (2004): ^{14}C -Activity and Global Carbon Cycle Changes over the Past 50,000 Years. *Science*, **203**, 202-207.
- Hughes P.D. (2007): Allostratigraphy/morphostratigraphy. En: Elias S. (Ed.): *Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, 2841-2846.
- Hughes P.D. (2010): Geomorphology and Quaternary stratigraphy: The roles of morpho, litho, and allostratigraphy. *Geomorphology*, **123**, 189-199.
- Hunt D. y Tucker M.E. (1992): Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, **81**, 1-9.
- Hurrell J.W., Kushnir Y. y Visbeck M. (2001): The North Atlantic Oscillation. *Science*, **291**, 603-605.
- Hurrell J.W. (1995): Decadal trends in the North-Atlantic Oscillation-regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- IEO (2010): *Cambio climático en el Mediterráneo español*. Instituto Español de Oceanografía y Ministerio de Ciencia e Innovación, Madrid, 178 pp.
- IGME (1981): Proyecto de investigación geoelectrica en la aras de Granada-Jaén y Valencia. Dirección de Geología y Geofísica. Informe inédito 219.
- IGME (1983): Ensayo sobre la aplicación del método de polarización inducida a la detección de invasiones marinas. Dirección de Geología y Geofísica. Informe inédito 244.
- IGME y ENRESA (1998): Mapa Neotectónico de España a escala 1:1.000.000. Instituto Geológico y Minero de España.
- Ihaka R. y Gentleman R. (1996): R: A Language for Data Analysis and Graphics. *Journal of Computational and Graphical Statistics*, **5**, 3, 299-314.
- Inventario Yacimientos Arqueológicos de la Comunidad Valenciana.
<http://www.cult.gva.es/dgpa/yacimientos/conyacprincipal.asp>

- Ishiga H., Nakamura T., Sampei Y., Tokuoka T. y Takayasu K. (2000): Geochemical record of the Holocene Jomon transgression and human activity in coastal lagoon sediments of the San'in district, SW Japan. *Global and Planetary Changes*, **25**, 3-4, 223-237.
- ITGE (1989a): Planas de Castellón y Sagunto. Instituto Tecnológico Geominero de España. Informe inédito.
- ITGE (1989b): *Las aguas subterráneas en la Comunidad Valenciana. Uso, Calidad y Perspectivas de Utilización*. Instituto Tecnológico Geominero de España. 298 pp.
- ITGE (1993): *Las aguas subterráneas en España*. Instituto Geológico y Minero de España Estudio de Síntesis. 590 pp.
- ITGE (1996): *Planas de Castellon y Sagunto*. Informe Inédito.
- Jackson P.D., Lowell M.A., Roberts J.A., Schultheiss P.J., Gunn D., Flint R.C., Wood A., Holmes R. y Frederichs T. (2006): Rapid non-contacting resistivity logging of core. *En*: Rothwell R.G. (Ed.): *New techniques in sediment core analysis*. Geological Society of London, Special Publications 267, 209-217.
- Jalut G, Dedoubat J.J., Fontugne M. y Otto T. (2009): Holocene circum-Mediterranean vegetation changes: Climate forcing and human impact. *Quaternary International*, **200**, 4-18.
- Jalut G., Esteban Amat A., Bonnet L., Gauquelin T. y Fontugne M (2000): Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Paleogeographic, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **160**, 255-290.
- Jalut G., Estevan Amat A., Riera I., Mora S., Fontugne M., Mook R., Bonnet L. y Gauquelin T. (1997): Holocene climatic changes in the western Mediterranean climate. *Comptes rendus de l'Académie des sciences Paris, Earth & Planetary Sciences*, **325**, 327-334.
- Jiménez-Espejo F. J., Martínez-Ruiz F., Rogerson M., González-Donoso J.M., Romero O.E., Linares D., Sakamoto T., Gallego-Torres D., Rueda Ruiz J.L., Ortega-Huertas M. y Pérez Claros J.A. (2008): Detrital input, productivity fluctuations, and water mass circulation in the westernmost Mediterranean Sea since the Last Glacial Maximum. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **9**, 11.
- Jiménez-Espejo F.J., Martínez-Ruiz F., Finlayson C., Paytan A., Sakamoto T., Ortega- Huertas M., Finlayson G., Iijima K., Galleo-Torres D y Fa D. (2007): Climate forcing and Neanderthal extinction in Southern Iberia: insights from a multiproxy marine record. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 836-852.
- Johnson J.G. y Murphy M.A. (1984): Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bulletin*, **95**, 1349-1359.
- Jones B.F. (1986): Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. *U.S. Geological Survey Bulletin*, **B, 1578**, 291-300.
- Jones B.F. y Bowser C.J. (1978): The mineralogy and related chemistry of lake sediments. *En*: Lerman A. (Ed.): *Lakes - Chemistry, Geology, Physics*. Springer Verlag, New York, 179-233.
- Jordán M.M., Martín-Martín J.D., Sanfeliu T., Gómez-Gras D. y de la Fuente C. (2009): Mineralogy and firing transformations of Permo-Triassic clays used in the manufacturing of ceramic tile bodies. *Applied Clay Science*, **44**, 173-177.

- Julià R. y Luque J.A. (2006): Climatic changes vs. catastrophic events in lacustrine systems: A geochemical approach. *Quaternary International*, **158**, 162-171.
- Julià R., Burjachs F., Dasí M.J., Mezquita F., Miracle M.R., Roca J.R., Seret G. y Vicente E. (1998): Meromixis origin and recent trophic evolution in the Spanish mountain lake La Cruz. *Aquatic Sciences*, **60**, 279-299.
- Julivert M., Fontboté J.M., Ribeiro A y Nabais Conde L.E. (1974): *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Escala 1:1.000.000. Memoria explicativa*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 113 pp.
- Kao S.J., Hsu S.C., Horng C.S. y Liu K.K. (2004): Carbon-sulphur-iron relationships in the rapidly accumulating marine sediments off southwestern Taiwan. En: Hill R.J., Leventhal J., Aizenshtat Z., Baedeker M.J., Claypool G., Egenahouse R., Goldhaber M. y Peters K. (Eds.): *Geochemical Investigations in earth and Space Science: A tribute to Isaac R. Kaplan*. The Geochemical Society Special Publication, **9**, 441-457.
- Kaplan M. y Wolfe A. (2006): Spatial and temporal variability of Holocene temperatura in the North Atlantic region. *Quaternary Research*, **65**, 93-101.
- Kawakami S., Jukusawa H. y Kanaori Y. (1996): A new opportunity to detect paleo-earthquake event dating back to the past 10 millennia: a record from lacustrine sediment. *Engineering Geology*, **43**, 177-188.
- Keen K.L. y Shane L.C.K. (1990): A continuous record of eolian activity and vegetation change at Lake Ann. East-central Minnesota. *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 1646-1657.
- Kelts K. y Hsü K. (1978): Freshwater carbonate sedimentation. En: Lerman A. (Ed.): *Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, New York, 295-323.
- Kermabon A., Gehin C., Blavier P. y Tonarelli B. (1969): Acoustic and other physical properties of deep-sea sediments in the Tyrrhenian Abyssal Plain. *Marine Geology*, **7**, 2, 129-145.
- Kirby M.E., Poulsen C.J., Lund S.P., Patterson W.P., Reidy L. y Hammond D.E. (2004): Late Holocene lake level dynamics inferred from magnetic susceptibility and stable oxygen isotope data: Lake Elsinore, southern California (USA). *Journal of Paleolimnology*, **31**, 275-293.
- Komar P.D. (1998): *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, Englewood-Cliffs, 2ª Edición, 544 pp.
- Kraus M.J. (2002): Basin-scale changes in floodplain paleosols: implications for interpreting alluvial architecture. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 4, 500-509.
- Kraus M.J. y Aslan A. (1993): Eocene hydromorphic paleosols: significance for interpreting ancient floodplain processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 3, 453-463.
- Kufel L. y Kufel I. (2002): *Chara* beds actino as nutrient links in shallow lakes-a review. *Aquatic Botany*, **72**, 249-260.
- Labaune C., Jouet G., Berné S., Gensou B., Tesson M. y Delpeint A. (2005): Seismic stratigraphy of the Deglacial deposits of the Rhône prodelta and of the adjacent shelf. *Marine Geology*, **222-223**, 299-311.
- Labaune C., Tesón M. y Gensous M. (2008): Variability on the transgressive stacking pattern under environmental changes control: Example from the Post-Glacial deposits of the Gullah of Lions inner-shelf, Mediterranean, France. *Continental Shelf Research*, **28**, 1138-1152.

- Lamb A.L., Wilson G.P y Leng M.L. (2006): A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using $\delta^{13}\text{C}$ and C/N ratios in organic material. *Earth Science Reviews*, **75**, 29-57.
- Lambeck K. (1996): Shoreline reconstructions for the Persian Gulf since the last glacial maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, **142**, 43-57.
- Lambeck K. (2001): Sea-level change from mid-Holocene to recent time: an Australian example with global implications. En: Mitrovica J.X y Vermeersen B. (Eds.): *Glacial Isostatic Adjustment and the Earth System*. American Geophysical Union, Washington, D.C. doi: 10.1002/9781118670101.ch1.
- Lambeck K. (2004): Sea-level change through the last glacial cycle: geophysical, glaciological and palaeogeographic consequences. *C.R. Geoscience. External Geophysics, climate and environmental (Climate)*, **336**, 677-689.
- Lambeck K. y Bard E. (2000): Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30.000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **175**, 203-222.
- Lambeck K. y Chappel J. (2001): Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, **292**, 679-686.
- Lambeck K. y Nakada M. (1990): Late Pleistocene and Holocene Sea-Level Change along the Australian Coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology (Global and Planetary Change Section)*, **89**, 143-176.
- Lambeck K. y Purcell A. (2005): Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1969-1988.
- Lambeck K., Antonioli F., Anzidei M., Ferranti L., Leoni G., Scicchitano G. y Silenzi S. (2011): Sea level change along the Italian coast during the Holocene and projections for the future. *Quaternary International*, **232**, 1-2, 250-257.
- Lambeck K., Antonioli F., Pucell A. y Silenzi S. (2004a): Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 years. *Quaternary Science Review*, **23**, 1567- 1598.
- Lambeck K., Anzidei M., Antonioli F., Benini A. y Esposito A. (2004b): Sea level in Roman time in the Central Mediterranean and implications for recent change. *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 563- 575.
- Lambeck K., Purcell A., Johnston P., Nakada M. y Yokoyama Y. (2003): Water-load definition in the glacio-hydro-isostatic sea-level equation. *Quaternary Science Reviews*, **22**, 309-318.
- Lambeck K., Yokoyama Y. y Pucell T. (2002): Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 343-360.
- Lamy F., Arz H.W., Bond G.C., Bahr A. y Pätzold J. (2006): Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation. *Palaeoceanography*, **21**, PA1008, doi: 10.1029/2005PA001184.
- Lanesky D.E., Loga B.W., Brown R.G. y Hine A.C. (1979): A new approach to portable vibracoring underwater and on land. *Journal of Sedimentary Research*, **2**, 654-657.
- Lario J., Zazo C., Dabrio C.J., Somoza L., Goy J.L., Bardají T. y Silva P.G. (1995): Record of Recent Holocene Sediment Input on Spit Bars and Deltas of South Spain. *Journal of Coastal Research*, Special Issue **17**, 241-245.

- Lario J., Zazo C., Goy J.L., Dabrio C.J., Borja F., Silva P.G., Sierro F., González A., Soler V. y Yll E. (2002): Changes in sedimentation trenes in SW Iberia Holocene estuarios (Spain). *Quaternary Internacional*, **93-94**, 171-176.
- Larnicol G., Le Traon P.Y., Ayoub N. y De Mey P. (1995): Mean sea level and surface circulation of the Mediterranean sea from two years of Topex/Poseidon data. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 25163-25177.
- Lauer-Leredde C., Pezard P.A., Robert C. y Dekeyser I. (1998): Mineralogical association and physical properties of sediments with palaeoclimatic implications (ODP Site 798B, Japan Sea): a comparative study from core and downhole measurements. *Marine Geology*, **150**, 73-98.
- Lebreiro S.M., Francés G., Abrantes F.F.G., Diz P., Bartels-Jónsdóttir H.B., Stroynowski Z.N., Gil I.M., Pena L.D., Rodrigues T., Jones P.D., Nombela M.A., Alejo I., Briffa K.R., Harris I. y Grimalt J.O. (2006): Climate change and coastal hydrographic response along the Atlantic Iberian margin (Tagus Prodelta and Muros Ría) during the last two millennia. *The Holocene*, **16**, 7, 1003-1015.
- Lebreiro, S.M., Moreno J.C., McCave, I.N. y Weaver P.P.E. (1996): Evidence for Heinrich layers off Portugal (Tore Seamount: 39°N, 12°W). *Marine Geology*, **131**, 1-2, 47-56.
- Lees J.A., Flower R.J. Ryves D., Vologina E. y Sturm M. (1998): Identifying sedimentation patterns in Lake Baikal using whole core and surface scanning magnetic susceptibility. *Journal of Paleolimnology*, **20**, 187-202.
- Leorri E., Cearreta A. y Horton B.P. (2008): A foraminifera-based transfer function as a tool for sea-level reconstructions in the southern Bay of Biscay. *Geobios*, **41**, 6, 787-797.
- Levy A., Mathieu R y Poignant, A. (2000): Sur un mode de speciation induit chez les foraminifères par l'environnement margino-litoral en baie de Floride (U.S.A.). *Revista Española de Micropaleontología*, **32**, 1, 115-122.
- Livio, T. (1986): *AB URBE CONDITA*. Libro XXI. Texto latino con traducción literal y literaria por Victor José Herrero. Colección Gredos Bilingüe.
- Lobo F.J. (1995): *Estructuración y evolución morfosedimentaria de un sector del margen continental septentrional del Golfo de Cádiz durante el Cuaternario Termina*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Cádiz. 200 pp.
- Lobo F.J. y Ridente D. (2014): Stratigraphic architecture and spatio-temporal variability of high-frequency (Milankovitch) depositional cycles on modern continental margins: An overview. *Marine Geology*, **352**, 215-247.
- Lobo F.J., Ercilla G., Fernández-Salas L.M. y Gámez D. (2014): The Iberian Mediterranean shelves. *Geological Society of London, Memoirs* **41**, 147-170.
- Lobo F.J., Fernández-Salas L.M., Hernández-Molina F.J., González R., Dias J.M.A., Díaz del Río V. y Somoza L. (2005): Holocene highstand deposits in the Gulf of Cádiz, SW Iberian Peninsula: a high-resolution record of environmental changes. *Marine Geology*, **219**, 2, 19-141.
- Lobo F.J., Hernández-Molina F.J., Somoza L. y Díaz del Río V. (2000): Los depósitos de la última secuencia deposicional de la plataforma continental del Golfo de Cádiz y del Mar de Alborán: Estudio Comparado. *Geotemas*, **1**, 4, 175-178.

- Lobo F.J., Hernández-Molina F.J., Somoza L. y Díaz del Río V. (2001): The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gula of Cadiz continental shelf (Southwest Spain). *Marine Geology*, **178**, 171-195.
- López-Buendía A.M. (1995): *Evolución cuaternaria de las cuencas palustres litorales de la depresión Valencia - Castellón*. Tesis Doctoral (inérita). Universidad de Zaragoza. 170 pp.
- López-Buendía A.M. (2007): Origins of mineral matter in peat marsh and peat bog deposits, Spain. *International Journal of Coal Geology*, **71**, 246-262.
- López-Buendía A.M., Bastida J. y Sancho C. (1998): Holocene shoreline evolution in Benicasim costal marsh (Castellón Plain, E Spain). *En*: Cañaveras J.J., García del Cura M.A. y Soria J. (Eds.): *15th International Sedimentological Congress Abstracts*. Alicante, 514-515.
- López-Buendía A.M., Bastida J., Querol X. y Fernández-Turiel J.L. (1995): Geoquímica comparada de depósitos de turberas altas (tremedales de los Montes Universales, Teruel) y de turberas bajas (Marjales de la depresión Valencia - Castellón). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, **20**, 99-116.
- López-Buendía A.M., Bastida J., Querol X. y Whateley M.K.G. (1999): Geochemical data as indicators of palaeosalinity in coastal organic-rich sediments. *Chemical Geology*, **157**, 235-254.
- Lotze F. (1929): Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen des Gesellschaft Wissenschaften zu Göttingen Mathematisch-Physikalische Klasse Neue Folge*, 14, 2, 143-462.
- Lowe D.R. (1982): Sedimentary gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 1, 279-297.
- Lowenstam H.A. (1981): Minerals formed by organisms. *Science*, **21**, 1126.
- Lowrie A. y Fairbridge, R.W. (1991): Role of eustasy in Holocene Mississippi Delta-lobe switching. *En*: Penland S. y Roberts, H.H. (Eds.): *Coastal Depositional Systems in the Gulf of Mexico: Quaternary Framework and Environmental Issues*. Program with Extended and Illustrated Abstracts, Twelfth Annual Research Conference, Gulf Coast Section, SEPM, Tulsa, Oklahoma, 111-115.
- Lowrie A. y Hamiter R. (1995): Fifth and sixth order eustatic events during Holocene (fourth order) highstand influencing Mississippi delta-lobe switching. *En*: Finkl Jr. C.W. (Ed.): *Holocene Cycles: Climate, Sea Levels, and Sedimentation*. Journal of Coastal Research, Special Issue **17**, 225-229.
- Lü X., Zhai S. y Niu L. (2006): Sources and preservation of organic matter in recent sediment from the Changjiang (Yangtze River) Estuary, China. *Scientia Marina*, **70**, 1, 47-58.
- Luque J.A. y Julià R. (2002): Lake sediment response to land-use and climate change during the last 1000 years in the oligotrophic Lake Sanabria (northwest of Iberian Peninsula). *Sedimentary Geology*, **148**, 343-355.
- Luque J.A., Julià R., Riera R., Marques M.A., López-Sáez J.A. y Mezquita F. (2004): Respuesta sedimentológica a los cambios ambientales de épocas históricas en el sur de la Península Ibérica: la secuencia de la Laguna Grande de Archidona (Málaga). *Geo-temas*, **6**, 5, 113-116.
- Luque L. (2002): *Cambios en los paleoambientes costeros del sur de la Península Ibérica (España) durante el Holoceno*. Tesis Doctoral (inérita). Universidad Complutense de Madrid. 378 pp.

- Luterbacher J. y Xoplaki E. (2003): 500-Year winter temperature and precipitation variability over the Mediterranean Area and its connection to the Large-Scale Atmospheric Circulation. *En: Bolle H.J. (Ed.): Mediterranean Climate. Variability and Trends*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 144-153.
- Maas G.S. y Macklin M.G. (2002): The impact of recent climate change on flooding and sediment supply within a Mediterranean mountain catchment, southwestern Crete, Greece. *Earth Surface Processes and Landforms*, **27**, 10, 1087-1105.
- Machado A. Rocha F., Araújo M.F., Vilati F., Gomes C. y Dias J.A. (2005): Geochemical characterization of surficial sediments from the southwestern Iberian Continental Shelf. *Ciencias Marinas*, **31**, 1B, 161-177.
- Machado M.J., Benito G., Rico M.T., Sánchez-Moya Y. y Sopena A. (2012): Controles climáticos y ambientales en los registros de paleoavenidas de la Rambla de la Viuda (Castellón). *XII Reunión Nacional de Geomorfología*, Santander, 437-440.
- Mackereth F.J.H. (1966): Some chemical observations on post-glacial lake sediment. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B, Biological Sciences*, **250**, 165-213.
- Macklin M.G., Benito G., Gregory K.J., Johnstone E., Lewin J., Michczynska D.J., Soja R., Starkel L. y Thorndycraft V.R. (2006): Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena*, **66**, 145-154.
- Madurga M.C. (1973): Los gasterópodos dulceacuícolas y terrestres del Cuaternario español. *Boletín de la Sociedad Española Historia Natural. (Sección Geología)*, **71**, 43-166.
- Magny M. (2004): Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, **113**, 65-79.
- Magny M., Begeot C., Guiot J., Marguet A. y Billaud Y. (2003): Reconstruction and palaeoclimatic interpretation of mid-Holocene vegetation and lake-level changes at Saint-Jorioz, Lake Annecy, French Pre-Alps. *The Holocene*, **13**, 265-275.
- Magny M., Gauthier E., Vannière B. y Peyron O. (2008): Palaeohydrological changes and human-impact history over the last millennium recorded at Lake Joux in the Jura Mountains, Switzerland. *The Holocene*, **18**, 255-265.
- Magny M., Bossuet G., Ruffaldi P., Leroux A. y Mouthon, J. (2011a): Orbital imprint on Holocene palaeohydrological variations in west-central Europe as reflected by lake-level changes at Cerin (Jura Mountains, eastern France). *Journal of Quaternary Science*, **26**, 171-177.
- Magny M., Peyron O., Gauthier E., Vannière B., Millet L. y Vermot-Desroches B. (2011b): Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains. *Quaternary Research*, **75**, 45-54.
- Maldonado A. (1972): El Delta del Ebro. Estudio sedimentológico y estratigráfico. *Boletín de Estratigrafía*, **1**, 1-493.
- Maldonado A. y Nelson C.H. (1990): The Ebro margin study, northwestern Mediterranean Sea - an introduction. *En: Nelson C.H. y Maldonado A. (Eds): The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea*. Marine Geology, **95**, 3-4, 157-163.

- Mann M.E. y Jones P.D. (2003): Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, **30**, 15, doi: 10.1029/2003GL017814.
- Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi, G. y Ni F. (2009): Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, **326**, 1256-1259.
- Marchal O., Cacho I., Stocker T.F., Grimalt J.O., Calvo E., Martrat B., Shackleton N., Vautravers M., Cortijo E., van Krevelend S., Andersson C., Koç N., Chapman M., Saffi L., Duplessy J.C., Sarnthein M., Turon J.L., Duprat J. y Jansen E. (2002): Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 455-483.
- Marco-Barba J., Holmes J.A., Mesquita-Joanes F. y Miracle M.R. (2013): The influence of climate and sea-level change on the Holocene evolution of a Mediterranean coastal lagoon: Evidence from ostracod palaeoecology and geochemistry. *Geobios*, **46**, 409-421.
- Marriner N. y Morhange C. (2007): Geoscience of ancient Mediterranean harbours. *Earth-Science Reviews*, **80**, 137-194.
- Martí B. y Cabanilles J. (1997): Epipaleolítico y Neolítico: población y territorio en el proceso de neolitización de la Península Ibérica. *Espacio, Tiempo y Forma. Serie I, Prehistoria y Arqueología*, **10**, 215-264.
- Martin-Chivelet J., Muñoz-García, M.B., Edwards R.L., Turrero M.J. y Ortega A.I. (2011): Land surface temperature changes in Northern Iberia since 4000 yr BP, based on $\delta^{13}\text{C}$ of speleothems. *Global and Planetary Change*, **77**, 1-12.
- Martínez-Cortizas A., Costa-Casais M. y López-Sáez J.A. (2009): Environmental change in NW Iberia between 7000 and 500 cal BC. *Quaternary International*, **200**, 77-89.
- Martínez-Cortizas A., Pontevedra-Pombal X., García-Rodeja E., Nóvoa-Muñoz J.C. y Shotyk W. (1999): Mercury in a Spanish Peat Bog: Archive of Climate Change and Atmospheric Metal Deposition. *Science*, **284**, 939-942.
- Martín-Martín J.D., Sanfeliu T., Gómez-Gras D., de la Fuente C. y Jordán M. (2006): Caracterización litológica y mineralógica de los materiales permo-triásicos de Castellón utilizados como materia prima cerámica: la arcilla de Moró. *Boletín de la Sociedad Española de Cerámica y Vidrio*, **45**, 239-244.
- Martín-Puertas C., Jiménez-Espejo F., Martínez-Ruiz F., Nieto-Moreno V., Rodrigo M., Mata M.P. y Valero-Garcés B.L. (2010): Late Holocene climate variability in the southwestern Mediterranean region: an integrated marine and terrestrial geochemical approach. *Climate of the Past*, **6**, 1655-1683, doi: 10.5194/cp-6-807-2010.
- Martín-Puertas C., Valero-Garcés B. L., Brauer A., Mata M. P., Delgado-Huertas A. y Dulski, P. (2009): The Iberian-Roman Humid Period (2600-1600 cal yr BP) in the Zoñar Lake varve record (Andalucía, southern Spain). *Quaternary Research*, **71**, 108-120.
- Martín-Puertas C., Valero-Garcés B.L., Mata M.P., González-Sampériz P., Bao R., Moreno A, y Stefanova V. (2008): Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: The Zoñar Lake record, Córdoba. *Holocene*, **18**, 907-921.
- Martin-Vide J. (1997): *Avances en climatología histórica en España*. Oikos-Tau, Barcelona, 223 pp.

- Martín-Vide J. y Lopez-Bustins J.A. (2006): The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, **26**, 1455-1475.
- Martrat B., Grimalt J.O., López-Martínez C., Cacho I., Sierro F.J., Flores J.-A., Zahn R., Canals M., Curtis, J.H. y Hodell, D.A. (2004): Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250,000 Years. *Science*, **306**, 5702, 1762-1765.
- Mateu J. y Cuerda J. (1978): Morfología cuaternaria de la costa entre l'Altet y el Cap de Santa Pola. *Cuadernos de Geografía*, **23**, 63-82.
- Mateu J.F. (1982): *El norte del País Valenciano. Geomorfología litoral y prelitoral*. Tesis Doctoral. Sección de Geografía, Universidad de Valencia. 286 pp.
- Mateu J.F., Martí B., Robles F. y Acuña J.D. (1985): Paleogeografía litoral del golfo de Valencia durante el Holoceno inferior a partir de yacimientos prehistóricos. En: Barceló i Pons B., Cuerda Barceló J., Eidgenössische Technische Hochschule y Bibliothek (Eds.): *Pleistoceno y Geomorfología Litoral. Homenaje a Juan Cuerda*. Universitat de València, Valencia, 77-101.
- Mateu J.F., Sanchis C. y Ferri M. (1999): El golf de València durant els segles XVI i XVII. Canvis ambientals. En: Roselló Verger V.M. (Ed.): *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*. Universitat de València, Valencia, 367-374.
- Mattauer M. (1973): *Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre*. Hermann, París, 493 pp.
- Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C., Karlén W., Maasch K.A., Meeker L.D., Meyerson E.A., Gasse J., Kreveld S., Holmgren K., Lee-Thorp J., Rosqvist G., Rack F., Staubwasser M., Schneider R.R. y Steig E.J. (2004): Holocene climate variability. *Quaternary Research*, **62**, 243-255.
- Mazzini I., Anadon P., Barbieri M., Castorini F., Ferrelí L., Gliozzi E., Mola M. y Vittori E. (1999): Late Quaternary sea-level changes along the Tyrrhenian coast near Orbetello (Tuscany, central Italy): Palaeoenvironmental reconstruction using ostracods. *Marine Micropaleontology*, **37**, 289-311.
- McGlade J. y van der Leeuw S.E. (1998): Environmental dynamics in the Vera basin. En: van der Leeuw (Ed.): *The Archaeomedes project. Understanding the natural and anthropogenic causes of land degradation and desertification in the Mediterranean basin. Research results*. Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities, 72-115.
- McGowen J.H. y Groat C.G. (1971): *Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration*. Bureau of Economic Geology, Texas University. Report of Investigations, **72**, 57 pp.
- McPherson J.G., Shannmugam G. y Moiola R.J. (1987): Fan deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **99**, 331-340.
- Medialdea A., Thomsen K.J., Murray A.S. y Benito, G. (2014): Reliability of equivalent-dose determination and age-models in the OSL dating of historical and modern palaeoflood sediments. *Quaternary Geochronology*, **22**, 11-24.
- Medialdea T., Vázquez J.T. y Vegas, R. (1994) Estructura y evolución geodinámica del extremo noreste del margen continental catalán durante el Neógeno. *Acta Geológica Hispánica*, **29**, 2-4, 39-53.

- Mediato J.F. y Santisteban, J.I. (2006): Subfacies geoquímicas: una mejora en la caracterización de depósitos litorales (sondeo de Almenara, provincia de Castellón). *Boletín Geológico y Minero*, **117**, 519-524.
- Mediato J.F., Medialdea A., Mediavilla R.M., Salazar A., Santisteban J.I., Perucha M.A. y Dabrio C.J. (2015): Dataciones por luminiscencia de los depósitos aluviales y deltaicos de la llanura costera de Castellón. Implicaciones paleogeográficas. En: Galve J.P., Azañón J.M., Pérez Peña J.V. y Ruano P. (Eds.): *Una visión global del Cuaternario. El hombre como condicionante de procesos geológicos*. XIV Reunión Nacional de Cuaternario, Granada, 33-37.
- Mediato J.F., Santisteban J.I., Mediavilla R. and Dabrio C.J (2007): Factores que controlan la sedimentación en el humedal costero de Almenara: Análisis geoquímico y estratigráfico. En: Bermudez D.D., Najarro M. y Quesada C. (Eds.): *II Semana de jóvenes investigadores del IGME*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 109-114.
- Mediavilla R.M. (2001): *Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector central de la Cuenca del Duero (provincia de Palencia)*. Tesis Doctoral (inédita). Universidad Complutense de Madrid. 224 pp.
- Mediavilla, R.; Santisteban, J.I. y Dabrio, C.J. (2003): Sedimentación mixta (siliciclástico-carbonatada) en lagos someros de baja pendiente con dominio del oleaje. Un ejemplo del Mioceno de la Cuenca del Duero. En: *Limnogeología en España: un tributo a Kerry Kelts*. (Ed. Valero-Garcés, B.L.). Consejo Superior de Investigaciones Científicas, 99-118.
- Mees F. (2001): An occurrence of lasutrine Mg-smectite in a pan of the southwestern Kalahari, Namibia. *Clay Minerals*, **36**, 547-556.
- Melchor J.M. (1994): *Memoria científica: excavación arqueológica El Palau (Burriana-Castellón)*. Conselleria de Cultura de la Generalitat Valenciana.
- Menéndez Amor J. y Florschütz F. (1961a): La concordancia entre la composición de la vegetación durante la segunda mitad del Holoceno en la costa de Levante (Castellón de la Plana) y en la costa W de Mallorca. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, **59**, 97-100.
- Menéndez Amor J. y Florschütz F. (1961b): Contribución al conocimiento de la historia de la vegetación en España durante el Cuaternario. *Estudios Geológicos*, **XVII**, 83-99.
- Mesado N. (1981): *Burriana en su historia I*. Magnífico Ayuntamiento de Burriana. Departament d'Investigació Històrica del Museu Arqueològic Municipal.
- Mesado N. (1991): Nuestro campo y su patrimonio cultural. En: Mesado N. (Ed): *Burriana en su historia II*. Magnífico Ayuntamiento de Burriana. Departament d'Investigació Històrica del Museu Arqueològic Municipal, 153-231.
- Meyers P.A. (1997): Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemical*, **27**, 5/6, 213-250.
- Meyers P.A. (2003): Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, **34**, 261-289.
- Meyers P.A. e Ishiwatari R. (1993): Lacustrine organic geochemistry-an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemical*, **20**, 867-900.
- Meyers P.A. e Ishiwatari R. (1995): Organic Matter Accumulation Record in Lake Sediments. En: Lerman A., Iboden D. y Gat J. (Eds.): *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer-Verlag, New York, 279-328.

- Meyers P.A. y Teranes J.L. (2001): Sediment organic matter. *En*: Last W.M., Smol J.P. y Birk H.J.B. (Eds): *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Vol. 2 - Physical and Geochemical Methods*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 239-269.
- Mezquita F., Tapia G. y Roca J.R. (1999): Ostracoda from springs on the eastern Iberian Peninsula: ecology, biogeography and palaeolimnological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 65-85.
- Mezzadri G. y Saccani E. (1989): Heavy mineral distribution in late quaternary sediments of the southern Aegean Sea: implications for provenance and sediment dispersal in sedimentary basins at active margins. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 412-422.
- Miall A.D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews*, **13**, 1-62.
- Miall A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profiles models in braided river deposits: a summary. *En*: Miall A.D. (Ed.): *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, 597-604.
- Miall A.D. (1981): Late Cretaceous and Paleogene sedimentation and tectonics in the Canadian Arctic Islands. *En*: Miall A.D. (Ed.): *Sedimentation and tectonics in alluvial basin*. Geological Association of Canada, Special Paper 23, 1-33.
- Miall A.D. (1984): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokio, 490 pp.
- Miall A.D. (1985): Architectural-element analysis: a new method of facies analysis to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**, 261-308.
- Miall A.D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. New York, Springer, 582 pp.
- Miall A.D. y Jones B.G. (2003): Fluvial architecture of the Hawkesbury Sandstone (Triassic), near Sydney, Australia. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 531-545.
- Miall, A.D. (1992): Alluvial Deposits. *En*: Walker R.G. y James N.P. (Eds.): *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, 119-142.
- Miguez I. y Gómez M. (1988): Evolución de la intrusión salina en la Plana de Sagunto desde 1977 a 1987 - Aplicación del método de predicción de Bröwn. *En*: Fernández-Rubio R., López Geta J.A. y Ramos González G. (Eds.): *Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros (TIAC 88)*. Almuñecar (Granada), 153-167.
- Millán M.M., Estrela M.J. y Miró J. (2005): Rainfall Components: Variability and Spatial Distribution in a Mediterranean Area (Valencia Region). *Journal of Climate*, **18**, 2682-2705.
- Millot C. (1999): Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, **20**, 423-442.
- Millot C. y Taupier-Letage I. (2005): Circulation in the Mediterranean Sea. *Handbook of Environmental Chemistry*, **5**, 29-66.
- Millot C., Candela J., Fuda J-L. y Tber Y. (2006): Large warming and salinification of the Mediterranean outflow due to changes in its composition. *Deep-Sea Research Part I: Research Papers*, **53**, 656-665.

- Mitchum R.M. Jr. (1977): Glossary of terms used in seismic stratigraphy. *En*: Payton C.E. (Ed.): *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir, **26**, 205-212.
- Mitchum Jr. R.M., Vail P.R. y Thompson III S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 2. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis: Section 2. Application of seismic reflection configuration to Stratigraphy Interpretation *En*: Payton C.E. (Ed.): *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir, **26**, 53-62.
- Mix A. C., Bard E. y Schneider R. (2001): Environmental processes of the ice age: land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, **20**, 627-657.
- Moissenet E. (1989): Les fossés néogènes de la Chaîne ibérique: leur évolution dans le temps. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **5**, 919-926.
- Montón E. y Quereda J. (1997): *¿Hacia un cambio climático? La evolución del clima mediterráneo desde el siglo XIX*. Fundación Davalos Fletcher, Castellón, 520 pp.
- Moore T.A. y Hilbert R.E. (1992): Petrographic and anatomical characteristics of plant material from two peat deposits of Holocene and Miocene age, Kalimantan, Indonesia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **72**, 199 – 227.
- Moore T.A. y Shearer J.C. (2003): Peat/coal type and depositional environment – are they related? *International Journal of Coal Geology*, **56**, 233 – 252.
- Morell I., Giménez E. y Esteller M.V. (1996): Application of principal components analysis to the study of salinization on the Castellon Plain (Spain). *The Science of the Total Environment*, **177**, 161-171.
- Morell I., Tuñón J., Fabra J.F. y Jiménez J.R. (1997): *Caracterización hidrogeoquímica del área Río Mijares-Rambla de la Viuda en la Plana de Castellón*. Universitat Jaume I, Castellón, 135 pp.
- Morellón M., Valero-Garcés B., Moreno A., González-Sampériz P., Mata P., Romero O., Maestro M. y Navas A. (2008): Holocene palaeohydrology and climate variability in northeastern Spain: The sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quaternary International*, **181**, 15-31.
- Morellón M., Valero-Garcés B., Vegas T., González-Sampériz P., Delgado-Huertas A., Mata P., Moreno A., Rico M., y Corella J.P. (2009): Late glacial and Holocene palaeohydrology in the western Mediterranean region: the Lake Estanya record (NE Spain). *Quaternary Science Reviews*, **28**, 2582-2599.
- Moreno A., Cacho I., Canals M., Grimalt J.O., Sánchez-Gómez F., Shackleton N. y Sierro F.J. (2005): Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1623-1636.
- Moreno A., Giral S., Valero-Garcés B., Sáez A., Bao R., Prego R., Pueyo J.J., González-Sampériz P. y Taberner C. (2007): A 14kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary International*, **161**, 4-21.
- Moreno A., González-Sampériz P., Morellón M., Valero-Garcés B. y Fletcher W.J. (2012): Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews*, **36**, 139-153.

- Moreno A., López-Merino L., Leira M., Marco Barba J., González-Sampériz P., Valero-Garcés B.L., López-Sáez J.A., Santos L., Mata P. e Ito E. (2009): Revealing the last 13,500 years of environmental history from the multiproxy record of a mountain lake (Lago Enol, northern Iberian Peninsula). *Journal of Paleolimnology*, **46**, 327-349.
- Moreno A., Valero-Garcés B.L., González-Sampériz P. y Rico M. (2008): Flood response to rainfall variability during the last 2000 years inferred from the Taravilla Lake record (Central Iberian Range, Spain). *Journal of Paleolimnology*, **40**, 943-961.
- Moreno A., Valero-Garcés B.L., Jiménez-Sánchez M., Domínguez-Cuesta M.J., Mata M.P., Navas A., González-Sampériz P., Stoll, H., Farias P., Morellón M., Corella J.P. y Rico, M. (2010): The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, Northern Spain). *Journal of Quaternary Science*, **25**, 7, 1076-1091.
- Morhange C. y Pirazzoli P.A. (2005): Mid-Holocene emergence of southern Tunisian coasts. *Marine Geology*, **220**, 205-213.
- Morhange C., Goiran J.P., Bourcier M., Carbonel P., Le Campion J., Rouchy J.M. y Yon M. (2000): Recent Holocene paleo-environmental evolution and coastline changes of Kition, Larnaca, Cyprus, Mediterranean Sea. *Marine Geology*, **170**, 205-230.
- Morhange C., Laborel J. y Hesnard A. (2001): Changes of relative sea level during the past 5000 years in the ancient harbor of Marseilles, Southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **166**, 319-329.
- Morhange C., Pirazzoli P.A., Marriner N., Montaggioni L.F. y Nammour T. (2006): Late Holocene relative sea-level changes in Lebanon, Eastern Mediterranean. *Marine Geology*, **230**, 99-114.
- Mörner N.A. (1976): Eustasy and geoid changes. *The Journal of Geology*, **84**, 123-152.
- Mörner N.A. (1980): Late Quaternary sea-level changes in northwestern Europe: a synthesis. *Geologiska Föreningens i Stockholms Förhandlingar*, **100**, 4, 381-400.
- Mörner N.A. (1981): Eustasy, paleoglaciation and paleoclimatology. *Geologische Rundschau*, **70**, 2, 691-702.
- Mörner N.A. (1986): The concept of eustasy - A redefinition. *Journal of Coastal Research*, **S1-1**, 49-51.
- Mörner N.A. (1996): Rapid changes in coastal sea level. *Journal of Coastal Research*, **12**, 797-800.
- Mörner N.A. (2005): Sea level changes and crustal movements with special aspects on the eastern Mediterranean. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **137**, 91-102.
- Morse J.W. y Berner R.A. (1995): What determines sedimentary C/S ratios?. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **59**, 1073-1077.
- Moura D., Veiga-Pires C., Albardeiro L., Boski T., Rodrigues A.L. y Tareco H. (2007): Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarbe (southern Portugal). *Marine Geology*, **237**, 127-142.
- Mozzi P., Bini C., Zilocchi L., Becattini R. y Mariotti Lippi M. (2003): Stratigraphy, paleopedology and palynology of Late Pleistocene and Holocene deposits in the landward sector of the lagoon of Venice (Italy), in relation to the caranto level. *Il Quaternario*, **16**, 193-210.
- Muller G., Irion G. y Forstner V. (1972): Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften*, **59**, 158-164.

- Muñoz-Sobrino C., Ramil P. y Gómez-Orellana L. (2007): Late Würm and early Holocene in the mountains of northwest Iberia: biostratigraphy, chronology and tree colonization. *Vegetation History and Archaeobotany*, **16**, 223-240.
- Muñoz-Sobrino C., Ramil P. y Rodríguez M. (1997): Upland vegetation in the northwest Iberian peninsular after the last glaciation: forest history and deforestation dynamics. *Vegetation History and Archaeobotany*, **6**, 215-233.
- Muñoz-Sobrino C., Ramil-Rego P. y Gómez-Orellana L. (2004): Vegetation of the Lago de Sanabria area (NW Iberia) since the end of the Pleistocene: a palaeoecological reconstruction on the basis of two new pollen sequences. *Vegetation History and Archaeobotany*, **13**, 1-22.
- Muñoz-Sobrino C., Ramil-Rego P. y Rodríguez Guitián M. A. (2001): Vegetation in the mountains of northwest Iberia during the last glacial-interglacial transition. *Vegetation History and Archaeobotany*, **10**, 7-21.
- Muñoz-Sobrino C., Ramil-Rego P., Gómez-Orellana L. y Díaz Varela R.A. (2005): Palynological data on major Holocene climatic events in NW Iberia. *Boreas*, **34**, 3, 381-400.
- Murphy D.H. y Wilkinson B.H. (1980): Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology*, **27**, 123-135.
- Murray J.W. (1991): *Ecology and Paleocology of Benthic Foraminifera*. Longman Scientific and Technical, 397 pp.
- NACSN (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature) (1983): North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**, 841-875.
- Nádor A., Lantos M., Tóth-Makk Á. y Thamó-Bozsó E. (2003): Milankovitch-scale multi-proxy records from fluvial sediments of the last 2,6 Ma, Pannonian Basin, Hungary. *Quaternary Science Review*, **22**, 2157-2175.
- Nakada M. y Lambeck K. (1991a): Late Pleistocene and Holocene sea-level change: evidence for lateral mantle viscosity structure? En: Sabani R., Lambeck K. y Bocshi E. (Eds.): *Glacial Isostasy, Sea Level and Mantle Rheology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 79-94.
- Nakada M. y Lambeck K. (1991b): The melting history of the Late Pleistocene Antarctic ice sheet. *Nature*, **333**, 36-40.
- Nakada M. y Lambeck M. (1988): The melting history of the Late Pleistocene Antarctic ice sheet. *Nature*, **333**, 36-40.
- Nash D.J. y McLaren S.J. (2003): Kalahari valley calcretes: their nature, origins, and environmental significance. *Quaternary International*, **111**, 3-22.
- Nelson C.H. (1990): Estimated post-Messinian sediment supply and sedimentation rates on the Ebro continental margin, Spain. En: Nelson C.H. y Maldonado A. (Eds.): *The Ebro Continental Margin, Northwestern Mediterranean Sea*. Marine Geology, 95, 3-4, 395-418.
- Nemec W. y Muszynski A. (1982): Volcaniclastic alluvial aprons in the Tertiary of Sofia district (Bulgaria). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **52**, 239-303.
- Nemec W. y Postma G. (1993): Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. En: Marzo M. y Puigdefabregas C. (Eds.): *Alluvial Sedimentation*. Special Publication Internacional Association Sedimentology, 17, 235-276.

- Nemec W. y Steel R.J. (1984): Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments of gravely mas-flow deposits. En: Koster E.H. y Stell R.J. (Eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, 1-31.
- Nemec W. y Steel R.J. (1988): What is a fan delta and how do we recognize it?. En: Nemec W. y Steel R.J. (Eds.): *Fan Deltas: sedimentology and tectonic settings*. Blackie and Son, London, 3-13.
- Netterberg, F. (1969): The interpretation of some basin calcrete types. South Africa. *Archaeology Bulletin*, **24**, 117-122.
- Ng S.L. y King R.H. (2004): Geochemistry of Lake Sediments as a Record of Environmental Change in a High Arctic Watershed. *Chemie der erde*, **64**, 257-275.
- Nieto-Moreno V., Martínez-Ruiz F., Giralt S., Jiménez-Espejo F., Gallego-Torres D., Rodrigo-Gámiz M., García-Orellana J., Ortega-Huertas M. and de Lange G.J. (2011): Tracking climate variability in the western Mediterranean during the Late Holocene: a multiproxy approach. *Climate of the Past*, **7**, 1395-1414.
- Nikula R. y Väinölä R. (2003): Phylogeography of *Cerastoderma glaucum* (Bivalvia: Cardiidae) across Europe: a major break in the Eastern Mediterranean. *Marine Biology*, **143**, 339-350.
- Obis Salinas A. y Canerot J. (1972): Mapa Geológico de España. Escala 1:50000. Hoja nº 616, Villafames. Instituto Geológico y Minero de España.
- Olària C. (1991): Covacho de enterramiento colectivo en el río Millars (Almassora, La Plana Baixa). *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **15**, 419-425.
- Olària C. (1994): La problemática cronológica del proceso de neolitización en el País Valenciano: Una hipótesis de periodización. *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **16**, 19-37.
- Olària C. y Gusi F. (1999): Aproximació al paleambient d'un hàbitat magdalena superior-final a través de les anàlisis sedimentològiques i arqueològiques: Cova Matutano, Vilafamés. Castelló. En: Roselló Verger V.M. (Ed.): *Geoarqueologia i Quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*. Universitat de València, Valencia, 193-204.
- Oldfield F. (1991): Environmental magnetism-a personal perspective. *Quaternary Science Review*, **10**, 73.
- Olila O.G. y Reddy K.R. (1997): Influence of redox potential on phosphate-uptake by sediments in two sub-tropical eutrophic lakes. *Hydrobiologia*, **345**, 45-57.
- Oliver A. y Moraño I. (1998): El yacimiento romano de l'Alqueria de Moncofar (Castellón). *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **19**, 371-394.
- Oliver A., Blasco M., Freixa A., y Rodriguez P. (1984): El proceso de iberización en la plana litoral del sur de Castellón. *Quaderns de Prehistòria i Arqueologia de Castelló*, **10**, 63-109.
- Orson R.A., Warren R.S. y Niering W.A. (1998): Interpreting Sea Level Rise and Rates of Vertical Marsh Accretion in a Southern New England Tidal Salt Marsh Estuarine. *Coastal and Shelf Science*, **47**, 419-429.
- Otvos E. (2012): Coastal barriers-Nomenclature, processes, and classification issues. *Geomorphology*, **139-140**, 39-52.

- Palutikof J.P., Conte M., Casimiro Mendes J., Goodess C.M. y Espirito Santo F. (1996): Climate and climate change. *En*: Brandt C.J. y Thornes, J.B. (Eds.): *Mediterranean desertification and land use*. John Wiley and Sons, London, 43-86.
- Pantaleón-Cano J., Yll E.I., Pérez-Obiol R. y Roure J.M. (1996): Las concentraciones polínicas en medios semiáridos. Su importancia en la interpretación de la evolución del paisaje. *En*: Ramil-Rego P., Fernández-Rodríguez C. y Rodríguez Guitián M. (Eds.): *Biogeografía Pleistocena-Holocena de la Península Ibérica*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 215-226.
- Pantaleón-Cano J., Yll E.I., Pérez-Obiol R. y Roure J.M. (2003): Palynological evidence for vegetational history in semi-arid areas of the western Mediterranean (Almería, Spain). *The Holocene*, **13**, 1, 109-119.
- Pardo J.E. (1991): *La erosión antrópica en el litoral valenciano*. Generalitat Valenciana. Conselleria d'Obras Publiques, Urbanisme i Transports, Valencia, 240 pp.
- Pavlopoulos K., Karkanis P., Triantaphyllou M. y Karymbalis E. (2003): Climate and sea-level changes recorded during Late Holocene in the coastal Plain of Marathon, Greece. *En*: Fouache E. (Ed.): *The Mediterranean World Environment and History*. Elsevier, Paris, 453-465.
- Pavlopoulos K., Karkanis P., Triantaphyllou M., Karymbalis E., Tsourou T. y Palyvos N. (2006): Paleoenvironmental Evolution of the Coastal Plain of Maratón, Greece, during the Late Holocene: Depositional Environment, Climate, and Sea Level Changes. *Journal of Coastal Research*, **22**, 2, 424-438.
- Peltier W.R. (1987). Mechanisms of relative sea-level change and the geophysical responses to ice-water loading. *En*: Devoy R.J.N. (Ed.): *Sea Surface Studies*. Croom Helm, London, 57-94.
- Peltier W.R. (2002): On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene: *Quaternary Science Review*, **21**, 377-396.
- Peltier W.R. y Fairbanks R.G. (2006): Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, **25**, 3322-3337.
- Perea H. (2006): *Falles actives i perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de València*. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Tesis Doctoral (inédita). Universitat de Barcelona. 382 pp.
- Perea H., Masana E. y Santanach P. (2006): A Pragmatic Approach to Seismic Parameters in a region with Low Seismicity: The Cases of Eastern Iberia. *Natural Hazards*, **39**, 451- 477.
- Pérez Cueva A.J. (1977): *Estudio sedimentológico de la Plana de Castelló*. Tesis de Licenciatura (inédita). Facultad de Filosofía y Letras de la Universidad de Valencia. 119 pp.
- Pérez Cueva A.J. (1979): El Cuaternario Continental de la Plana de Castelló. *Cuadernos de Geografía*, **24**, 39-54.
- Pérez Cueva A.J. (1985): *Geomorfología del sector oriental de la Cordillera Ibérica entre los ríos Mijares y Turia*. Tesis Doctoral (inédita). Sección de Geografía, Universidad de Valencia. 646 pp.
- Pérez L. y Silgo L. (1990): Sagunto, en un documento griego del siglo V a. C. *Arse*, **25**, 921-927.
- Pérez Mateos J. y Alonso Pascual J.J. (1957): Los arenales costeros del Levante español I. Las playas de Valencia. Estudio mineralógicos de sus materiales. *Anales de Edafología y Fisiología Vegetal*, **XVI**, 4, 467-484.

- Pérez Mateos J. y Alonso Pascual J.J. (1959): Los arenales costeros del Levante español II. La costa de Castellón, estudio mineralógico de sus arenales. *Estudios Geológicos*, **XV**, 41-44, 299-306.
- Pérez-Olviol R. y Julia R. (1994): Climatic Change on the Iberian Peninsula Recorded in a 30,000-Yr Pollen Record from Lake Banyoles. *Quaternary Research*, **41**, 91-98.
- Pfeifer K., Kasten S., Hensen C. y Schulz H.D. (2001): Reconstruction of primary productivity from the barium contents in surface sediments of the South Atlantic Ocean. *Marine Geology*, **177**, 13-24.
- Pinardi N y Masetti E. (2000): Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*, **158**, 153-173.
- Pinot J.M., López-Jurado J.L. y Riera M. (2002): The Canales experiment (1996- 1998). Interannual, seasonal and mesoscale variability of the circulation in the Balearic Channels. *Progress in Oceanography*, **55**, 335-370.
- Pirazzoli P.A. (1991): *World Atlas of Holocene Sea-Level Changes*. Elsevier Oceanography Series, 58. Elsevier, Amsterdam, 300 pp.
- Pirazzoli P.A. (2005): A review of possible eustatic, isostatic and tectonic contributions in eight late-Holocene relative sea-level histories from the Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1989-2001.
- Pirazzoli P.A., Stiros S.C., Fontugne M. y Arnold M. (2004): Holocene and Quaternary uplift in the central part of southern coast of the Corinth Gulf (Greece). *Marine Geology*, **212**, 35-44.
- Platt N. H. y Wright V. P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: Anadón P., Cabrera L. y Kelts K. (Eds.): *Lacustrine Facies Analysis*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 13, 57-74.
- Plaziat J.C. y Younis W.R. (2005): The modern environments of Molluscs in southern Mesopotamia, Iraq: A guide to paleogeographical reconstructions of Quaternary fluvial, palustrine and marine deposits. *Carnets de Géologie / Notebooks on Geology*, CG2005_A01, 1-18, doi: 10.4267/2042/1453.
- Pociask-Karteczka J. (2006): *River Hydrology and the North Atlantic Oscillation: A General Review*. *AMBIO*, **35**, 6, 312-314.
- Pons A. y Reille M. (1988): The Holocene and upper Pleistocene pollend record from Padul (Granada, Spain): a new study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66**, 243-263.
- Posamentier H.W. y Allen, G.P. (1999): Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **7**, 210 pp.
- Posamentier H.W. y James D.P. (1993): An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. En: Posamentier H.W., Summerhayes C.P., Haq B.U. y Allen G.P. (Eds.): *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, 3-18, doi: 10.1002/9781444304015.ch1.
- Posamentier H.W. y Vail P. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. En: Wilgus C., Hastings B.S., Ross C.A., Posamentier H.W., van Wagoner J.C. y Kendall C.G. (Eds.): *Sea level changes: an integrated approach*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication 42, 125-154.

- Posamentier H.W., Jervey M.T. y Vail P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. *En*: Wilgus C., Hastings B.S., Ross C.A., Posamentier H.W., van Wagoner J.C. y Kendall C.G. (Eds.): *Sea level changes: an integrated approach*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication 42, 109-124.
- Postma G. (1990): Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. *En*: Colella A. y Prior D.B. (Eds.): *Coarse-Grained Deltas*. Special Publications International Association Sedimentologist, 10, 13-27.
- Postma G. (1995): Causes of architectural variation in deltas. *En*: Oti M.N. y Postma G. (Eds.): *Geology of Deltas*. A.A. Balkema, Rotterdam, 3-16.
- Pozo-Vázquez D., Tovar-Pescador J., Gámiz-Fortis S.R., Esteban-Parra M. J. y Castro-Díez Y. (2004): NAO and solar radiation variability in the European North Atlantic region. *Geophysical Research Letters*, **31**, 5, L05201, DOI: 10.1029/2003GL018502.
- Preti M. (1999): The Holocene transgression and the land-sea interaction south of the Po delta. *Giornale di Geologia*, **2**, 61, 143-159.
- Puig P., Ogston A.S., Guillén J., Fain A.M.V. y Palanques A. (2007): Sediment transport processes from the topset to the foreset of a crenulated clinoform (Adriatic Sea). *Continental Shelf Research*, **27**, 452-474.
- Rabineau M., Berné S., Olive J.L., Aslanianb D., Guillocheau F., Josephd P. (2006): Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, **252**, 1-2, 119-13.
- Raiswell R. y Berner R.A. (1986): Pyrite and organic matter in Phanerozoic normal marine shales. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**, 1967-1976.
- Ramos J., Wagner J. y Fernández A. (1991): Los contactos comerciales en la antigüedad, a través del material arqueológico submarino en la costa de Burriana. *En*. *Nueva Historia de Burriana*.
- Ramsey C. (2006): New approaches to constructing age models: OxCalu. *PAGES New*, **14**, 3, 14-15.
- Reading H.G. (1996): *Sedimentary Environments: Process, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., Oxford, 688 pp.
- Rebesco M., Della Vedova B., Cernobori L. y Aloisi G. (2000): Acoustic facies of Holocene megaturbidites in the Eastern Mediterranean. *Sedimentary Geology*, **135**, 65-74.
- REDMAR (2009): *Red de Mareógrafos de Puertos del Estado (Informe Anual 2009)*. Área de Medio Físico y Tecnología de las Infraestructuras, Dirección de Planificación y Desarrollo Portuario, Puertos del Estado, 283 pp.
- REDPOR (2011): *Clima medio de viento. Estación de Castellón. Conjunto de Datos: REDPOR*. Banco de Datos Oceanográficos de Puertos del Estado, Área de Medio Físico. Informe, 35 pp.
- Reed J.M., Stevenson A.C. y Juggins S. (2001): A multi-proxy record of Holocene climatic change in southwestern Spain: the Laguna de Medina, Cádiz. *The Holocene*, **11**, 6, 707-719.
- Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Burr G.S., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., McCormac F.G., Manning S.W., Reimer R.W., Richards D.A., Southon J.R., Talamo S., Turney C.S.M., van der Plicht J. and

- Weyhenmeyer C.E. (2009): INTCAL09 and MARINE09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 4, 1111-1150.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C.E. (2004): IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, **46**, 1029-1058.
- Rey J. y Díaz del Río V. (1983): Aspectos geológicos sobre la estructura poco profunda de la plataforma del Levante Español. En: Castellví J. (Ed.): *Estudio oceanográfico de la plataforma continental - Proyecto de investigación cooperativa Hispano-Norteamericana N° 793020*. Seminario científico, Cádiz, 25-83.
- Rey J. y Fumanal M.P. (1996): The Valencian Coast (Western Mediterranean): Neotectonics and Geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, **15**, 789-802.
- Rey J. y Medialdea T. (1989): *Los sedimentos cuaternarios superficiales del margen continental español*. Publicaciones especiales del Instituto Español de Oceanografía, 3, 29 pp.
- Rey J. y Somoza L. (1993): Sistemas deposicionales de las rías gallegas y la plataforma continental. Su relación con variaciones del nivel del mar durante el Cuaternario. En: Fumanal M.P. y Bernabeu J. (Eds.): *Estudios sobre Cuaternario. Medios Sedimentarios, Cambios Ambientales y Habitat Humano*. Universidad de Valencia, Valencia, 65-74.
- Rey J., Fernández-Salas L.M. y Blázquez A.M. (1999): Identificación de las unidades morfosedimentarias cuaternarias en la plataforma interna del litoral del País Valenciano: el rol de los factores morfoestructurales y eustáticos. En: Roselló Verger V.M. (Ed.): *Geoarqueología i Quaternari litoral. Memorial Maria Pilar Fumanal*. Universitat de València, Valencia, 403-418.
- Rico Sinobas M. (1850): Fenómenos meteorológicos en la Península Ibérica desde el siglo IV hasta el XIX. *Real Academia de Medicina de Madrid Manuscritos*, **23**, 4-15.
- Rider M.H. (1986): *The Geological Interpretation of Well Logs*. Blackie and Son Limited, Bishopbriggs, Glasgow, 175 pp.
- Riera S., Wansard G. y Julià R. (2004): 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). *Catena*, **55**, 293-324.
- Roca E. (2001): The northwestern mediterranean basin (Valencia trough, Gulf of Lions and Liguro-Provençal basins): Structure and geodynamic evolution. En: Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. y Crasquin-Soleau S. (Eds.): *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift-Wrench basins and passive margins*. Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris, 186, 671-706.
- Roca E. y Guimerà J. (1992): The neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean). En: Banda E. y Santanach P. (Eds.): *Geology and Geophysics of the Valencia Trough, Western Mediterranean*. Tectonophysics, 203, 203-218.
- Roca E., Sans M., Cabrera L. y Marzo M. (1999): Oligocene to Middle Miocene evolution of the central Catalan margin (northwestern Mediterranean). *Tectonophysics*, **315**, 209-233.

- Roca F. (1932): *Historia de Burriana*. Establecimiento tipográfico Hijo de J. Armengot, Castellón, 562 pp.
- Rocha F., Machado A. y Gomes C. (1999): Statistical analysis of mineralogical parameters used as lithostratigraphic markers. Application to Quaternary sediments of the littoral between Espinho and Furadouro (Portugal). *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, **15**, 1-4, 303-312.
- Rocha F., Silva E., Bernardes C., Vidinha J. y Patinha C. (2005): Chemical and Mineralogical characterization of the sediments from the Mira, Ílhavo and Ovar channels of Aveiro Lagoon (Portugal). *Ciencias Marinas*, **31**, 1B, 253-263.
- Rodero J., Pallarés L. y Maldonado A. (1999): Late Quaternary seismic facies of the Gulf of Cadiz Spanish margin: depositional processes influenced by sea-level change and tectonic controls. *Marine Geology*, **155**, 131-156.
- Rodrigo F.S., Esteban-Parra M.J., Pozo-Vázquez D. y Castro-Díez Y. (1999): A 500-year precipitation record in Southern Spain. *International Journal of Climatology*, **19**, 1233-1253.
- Rodrigo F.S., Esteban-Parra M.J., Pozo-Vázquez D. y Castro-Díez Y. (2000): Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial time scales. *International Journal of Climatology*, **20**, 721-732.
- Rodrigo-Gámiz M., Martínez-Ruiz F., Jiménez-Espejo F.J., Gallego-Torres D., Nieto-Moreno V., Romero O. y Ariztegui D. (2011): Impact of climate variability in the western Mediterranean during the last 20,000 years: oceanic and atmospheric responses. *Quaternary Science Reviews*, **30**, 15-1, 2018-2034.
- Rodrigues A. Magalhães F. y Dias J.M.A. (1991): Evolution of the North Portuguese coast in the last 18,000 years. *Quaternary International*, **9**, 67-74.
- Rodríguez-Estrella T., Navarro F., Ros M., Carrión J. y Atenza (2011): Holocene morphogenesis along a tectonically unstable coastline in the Western Mediterranean (SE Spain). *Quaternary International*, **243**, 231-248.
- Rodríguez-Puebla C., Encinas A.H. y Saenz J. (2001): Winter precipitation over the Iberian Peninsula and its relationship to circulation indices. *Hydrology and Earth System Sciences*, **5**, 233-244.
- Rodríguez-Ramírez A., Cáceres L.M., Rodríguez Vidal J. y Cantano M. (2000): Relación entre clima y génesis de crestas/surcos de playa en los últimos cuarenta años (Huelva, Golfo de Cádiz). *Revista Cuaternario y Geomorfología*, **14**, 3-4, 109-113.
- Rodríguez-Ramírez A., Rodríguez Vidal J., Gracia F. J., Cáceres L. M., Guerrero V. y Cantano M. (1996): Post-Flandrian eustatic curve in Cadiz Gulf (SW Spain). State of the art. *INQUA MBSS Newsletter*, **18**, 7-12.
- Rodríguez-Ramírez, A., Ruiz F., Cáceres L.M., Rodríguez Vidal J., pino R. y Muñoz J.M. (2003): Analysis of the recent storm record in the southwestern Spanish coast: implications for littoral management. *Science of the Total Environment*, **303**, 3, 189-201.
- Roselló V. (1963): Notas preliminares a la morfología del norte de Valencia. *Saitabi*, **XIII**, 18-39.
- Roselló V. (1993): Albuferas Mediterráneas. *Cuadernos de Geografía*, **53**, 35-64.
- Roselló V.M. (1975): El medio geográfico dels Estanys d'Almenara y su habitat arqueológico. *Cuaderno de Prehistoria y Arqueología Castellonense*, **2**, 19-70.

- Roselló V.M. (1985): El Pleistocè marí valencià. Història de la seva coneixença. En: Barceló i Pons B., Cuerda Barceló J, Eidgenössische Technische Hochschule y Bibliothek (Eds.): *Pleistoceno y Geomorfología Litoral. Homenaje a Juan Cuerda*. Universitat de València, Valencia, 135-175.
- Roselló V.M. (1986): L'Artificialització del litoral valencià. *Cuadernos de Geografía*, **38**, 1-28.
- Roselló V.M. (1995): El País Valenciano en el Cuaternario: un espacio para el hombre. En: Roselló V.M. (Ed.): *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Valencia, 13-30.
- Rossetti G., Martens K., Meisch C., Tavernelli S. y Pieri V. (2006): Small is beautiful: diversity of freshwater ostracods (Crustacea, Ostracoda) in marginal habitats of the province of Parma (Northern Italy). *Journal Limnology*, **65**, 2, 121-131.
- Ruddiman W.F. y McIntyre A. (1981): The north Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Palaeogeography, Palaeocenography, Palaeoecology*, **35**, 145-214.
- Ruiz F., González-Regalado M.L., Baceta J.I., Menegazzo-Vitturi L., Pistolato M., Rampazzo G y Molinaroli E. (2000): Los ostrácodos actuales de la laguna de Venecia (NE de Italia). *GEOBIOS*, **33**, 4, 447-454.
- Ruiz-Zapata M.B. y Gil-García, M.J. (2013): Evolución paleoambiental y paleoclimática del Cuaternario en la Mancha. En: Mediavilla R.M. (Ed.): *Las Tablas de Daimiel: Agua y sedimentos*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 147-168
- Ruiz-Zapata M.B., Gil-García M.J. y Bustamante I. (2010): Paleoenvironmental reconstruction of Las Tablas de Daimiel and its evolution during the Quaternary Period. En: Sánchez-Carrillo S. y Angeler D.G. (Eds.): *Ecology of Threatened Semi-Arid Wetlands Long-Term Research in Las Tablas de Daimiel*. Springer, 23-43.
- Rusell P.J.C. y Petersen G.H. (1973): The use of ecological data in the elucidations of some shallow water European *Cardium* species. *Malacologia*, **14**, 223-232.
- Rust B.R. (1978): A classification of alluvial channel systems. En: Miall A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5, 187-198.
- Sabatier P., Dezileau L., Barbier M., Raynal O., Lofi J., Briquet L., Condomines M., Bouchette F., Certain R., Van Grafenstein U., Jorda C. and Blanchemanche P. (2010): Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **181**, 27-36.
- Sabatier P., Dezileau L., Colin C., Briquet L., Bouchette F., Martinez P., Siani G., Raynal O., y Von Grafenstein U. (2012): 7000 years of paleostorm activity in the NW Mediterranean Sea in response to Holocene climate events. *Quaternary Research*, **77**, 1-11.
- Sabatier P., Dezileau L., Condomines M., Briquet L., Colin C., Bouchette F., Le Duff M. y Blanchemanche, P. (2008): Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France). *Marine Geology*, **251**, 224-232.
- Sala R., Guimerà J., Mas R., Martín-Closas C., Meléndez A. y Alonso A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cenozoic inversion (Iberian Chain). En: Zigler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. y Crasquin-Soleau S. (Eds.): *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Memoires du Museum National d'Histoire Naturelle de Paris, 186, 145-185.

- Sala Roselló I. (1994): L'evapo-transpiració. *En*: Pérez Cueva A. (Ed.): *Atlas Climático de la Comunidad Valenciana*. C.O.P.U.T., Valencia, 111-113.
- Salvador A. (Ed.) (1994): *International Stratigraphic Guide: a Guide to Stratigraphic Classification, Terminology and Procedure*. 2nd Edition. International Union of Geologic Sciences and The Geological Society of America, Boulder. 214 pp.
- Sánchez Goñi M.F. y d'Errico F. (2005). La historia de la vegetación y del clima del último ciclo climático (OIS 5-OIS 1/140-10 Ka. BP) en la Península Ibérica y su posible impacto sobre los grupos paleolíticos. *En*: Montes R. y Lasheras J.A. (Eds.): *Neanderthales cantábricos, estado de la cuestión*. Museo Nacional y Centro de Investigación de Altamira, Santander, Monografía 20, 115-129.
- Sánchez-Goñi M.F., Cacho I., Turon J.L., Guiot J., Sierro F.J., Peypouquet J.P., Grimalt J.O. y Shackleton N.J (2002): Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, **19**, 95-105.
- Sanjaume E. (1985a): *Las Costas Valencianas. Sedimentología y morfología*. Tesis Doctoral (inédita). Sección de Geografía, Universidad de Valencia. 505 pp.
- Sanjaume E. (1985b): La calcoarenita de la restinga dels Estanys d'Almenara. *En*: Barceló i Pons B., Cuerda Barceló J, Eidgenössische Technische Hochschule y Bibliothek (Eds.): *Pleistoceno y Geomorfología Litoral. Homenaje a Juan Cuerda*. Universitat de València, Valencia, 175-188.
- Sanjaume E. y Carmona P. (1995): L'Albufera de València: rasgos geomorfológicos y evolución cuaternaria. *En*: Roselló V.M. (Ed.): *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Valencia, 155-163.
- Sanjaume E. y Pardo J.E. (2000): Albuferas litorales: estado de la cuestión. *En*: de Andrés J.R. and Gracia F.J. (Ed): *Geomorfología Litoral. Procesos Activos*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 115-139.
- Sanjaume E., Gusi F. y Pardo J. (1991): Cuaternario litoral de la Provincia de Castellón tramo comprendido entre Almenara y Torreblanca. *En*: Fumanal M.P. y Bernabeu J. (Eds.): *Estudios sobre Cuaternario. Medios Sedimentarios, Cambios Ambientales y Habitat Humano*. Universidad de Valencia, Valencia, 10-20.
- Sanjaume E., Roselló V.M., Pardo J.E., Carmona P., Segura F. y López Segura M.J. (1996). Recent Coastal Changes in the Gulf of Valencia (Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **102**, 95-118.
- Sanjaume S. (1987): Littoral dynamics and evolution of "Albuferas" during Pleistocene and Holocen in the Valencia area. *Trabajos sobre Neogeno-Cuaternario*, **10**, 159-175.
- Santisteban C., Marco-Barba J. y Miracle M. (2009): La evolución Holocena de la Albufera de Valencia. *Geogaceta*, **46**, 99-103.
- Santisteban J.I., Mediavilla R., López-Pamo E., Dabrio C.J., Ruiz-Zapata M.B., Gil Garcia M.J., Castaño S. y Martínez-Alfaro P.E. (2004): Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments?. *Journal of Paleolimnology*, **32**, 287-299.

- Santos L., Sánchez-Goñi M.F., Freitas M.C. y Andrade C. (2003): Climatic and environmental changes in the Santo André coastal area (SW Portugal) during the last 15,000 years. *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*, 175-179.
- Schneider R., Bard R y Mix A.C (2000): Last Ice Age global ocean and land surface temperatures: The EPILOG Initiative. *PAGES News*, **8**, 19-21.
- Schultheiss P.J. Mienert J. y Shipboard Scientific Party (1988): Whole-core p-wave velocity and gamma ray attenuation logs from Leg 108 (Sites 657 through 668). *Proceedings Deep Sea Drilling Project Initial Report*, **108**, 1015-1046.
- Schultz L.G. (1964): Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and Chemicals data for the Pierce shale. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, **391-C**, C1-C31.
- Schumm, S. A. (1981): Evolution and response of the fluvial system: sedimentological implications. *SEPM Special Publication*, **31**, 19-29.
- Schütt B. (1998): Reconstruction of Holocene paleoenvironments in the endorheic basin of laguna de Gallocanta, Central Spain by investigation of mineralogical and geochemical characters from lacustrine sediments. *Journal of Paleolimnology*, **20**, 217-234.
- Schwartz R.K. (1975): *Nature and genesis of some washover deposits*. Technical Memorandum, U.S. Army of Engineers, Coastal Engineering Research Centre, 61, 98 pp.
- Schwartz R.K. (1982): Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology*, **29**, 835-849.
- Segura F. (1995): El Cuaternario continental de las tierras septentrionales valencianas. En: Roselló V.M. (Ed.): *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Valencia, 83-96.
- Segura F., Pardo J.E. y Sanjaume E. (1997): Evolución cuaternaria de la albufera de Torreblanca. *Cuaternario y Geomorfología*, **11**, 1-2, 3-18.
- Segura F., Sanjaume E. y Pardo J.E. (1995): Evolución cuaternaria de las albuferas del sector septentrional del Golfo de Valencia. En: Roselló V.M. (Ed.): *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Valencia, 139-153.
- Seilacher A. (1967): Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, **5**, 413-428.
- Selley R.C. (1970): *Ancient Sedimentary Environments*. Chapman & Hall Ltd., London, 237 pp.
- Semeniuk V. y Searle D.J. (1986): Variability of Holocene sealevel history along the southwestern coast of Australia - evidence for the effect of significant local tectonism. *Marine Geology*, **72**, 47-58.
- Serra J., Valois X. y Parra, D. (2007): Estructura del prodelta de la Tordera (costa del Maresme, NO Mediterráneo) a partir del análisis sísmico de alta resolución. *Geogaceta*, **41**, 211-213.
- SGOP (1970): *Estudio hidrogeológico preliminar de la zona de Vall de Uxó*. Servicio Geológico de Obras Públicas. Informe Inédito.
- SGOP (1983): *Informe sobre la situación actual y perspectivas de la explotación de aguas subterráneas en el término municipal de Nules (Castellón de la Plana)*. Informe 04/83 (inédito). Servicio Geológico de Obras Públicas y Urbanismo.

- Shouyun H., Chenglohn D., Appel E. y Verosub K.L. (2002): Environmental magnetic studies of lacustrine sediments. *Chinese Science Bulletin*, **47**, 7, 613-616.
- Simón J.L. (1984): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Instituto de Estudios Turolenses (CSIC), Teruel, 269 pp.
- Simón J.L. (2007): La construcción y el modelado del relieve en la Cordillera Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **15**, 2, 164-174.
- Simón J.L., Pérez Cueva A y Calvo A. (1983): Morfogénesis y geotectónica en el sistema de fosas del Maestrat (Provincia de Castellón). *Estudios Geológicos*, **39**, 3-4, 167-177.
- Sivan D., Gvirtzman G. y Sass E. (1999): Quaternary Stratigraphy and Paleogeography of the Galilee Coastal Plain, Israel. *Quaternary Research*, **51**, 280-294.
- Sivan D., Lambeck K., Toueg R., Raban A., Porath Y. y Shirman B. (2004): Ancient coastal wells of Caesarea Maritima, Israel, an indicator for relative sea level changes during the last 2000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**, 315-330.
- Sivan D., Wdowinski S., Lambeck K., Galili E. y Raban A. (2001): Holocene sea-level changes along the Mediterranean coast of Israel, based on archaeological observations and numerical model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **167**, 101-117.
- Sloss L.L., Krumbein W.C. y Dapples E.C. (1949): Integrated facies analysis. En: Longwell, C.R. (Ed.): *Sedimentary Facies in Geologic History*, vol. 39. Geological Society of America Memoir, 91-124.
- Smith N.D. (1974): Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. *Journal Geology*, **82**, 205-224.
- Sneh A. (1983): Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**, 1271-1279.
- Snowball I.F. y Thompson R. (1988): The occurrence of greigite in sediments from Loch Lomond. *Journal Quaternary Science*, **3**, 121.
- Soil Survey Staff (1999): *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Survey*. United States Department of Agriculture. Natural Resources Conservation Service. Agriculture Handbook, 446, 871 pp.
- Solé L., Macau F., Virgili C. y Llamas M.R. (1961): Algunos datos sobre la evolución sedimentaria del Delta del Ebro. *2ª Reunión de Sedimentología*. Instituto de Edafología (CSIC), Madrid, 197-199.
- Soler J.R., Martínez del Olmo E., Megías A.G. y Abéger J.A. (1983): Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo español. *Mediterránea*, **1**, 71-82.
- Somoza L. y Rodríguez-Santalla I. (2014): Geology and Geomorphological evolution of the Ebro River Delta. En: Gutiérrez F. y Gutiérrez M. (Eds.): *Landscapes and Landforms of Spain, World geomorphological Landscapes*. Springer, 213-227.
- Somoza L., Barnolas A., Arasa A., Maestro A., Rees J.G. y Hernández-Molina F.J. (1998): Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, **117**, 11-32.

- Somoza L., Zazo C., Goy J.L. y Díaz del Río, V. (1991): Sea-level fluctuation cycles in the Mediterranean spanish coast during the last 7,000 years. Applications as a forecasting model for future sea-level trend. En: Suarez de Vivero J.L. (Ed.): *The Ocean Change: Management Patterns and the Environment*. Servicio de Publicaciones, Departamento de Geografía, Universidad de Sevilla, 19-26.
- Soriano J. (2000): *Aprovechamientos históricos y situación actual del bosque de Castelló*. . Tesis Doctoral (inédita). Facultat de Ciències Humanes i Socials, Departament d'Història, Geografia i Art, Universitat Jaume I, Castellón. 1329 pp.
- Sos Baynat V. (1949): Morfoestructura de las costas de Castellón. *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*, **25**, 589-619.
- Sos Baynat V. (1971): El Cuaternario de la provincia de Castellón. *Primer Congreso de Historia del País Valenciano*, **tomo I**, 73-88.
- Sos Baynat V. (1977): La Plana de Castellón como glacis relicto y su edad geológica. *Boletín de la Sociedad Castellonense de Cultura*, **53**, 279-288.
- Sos Baynat V. (1981): *Compendio de Geología de la Provincia de Castellón*. Caja de Ahorros y Monte de Piedad de Castelló, Castellón de la Plana, 402 pp.
- Sos Baynat V. (1985): Los terrenos del Periodo Carbonífero de la Provincia de Castellón. *Real Sociedad Española de Historia Natural*, **Volumen Extra 1^{er} centenario**, 419-435.
- Spence G.H. y Tucker M.E. (2007): A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, **77**, 797-808.
- Stanford J.D., Rohling E.J., Hunter S.E., Roberts A.P., Rasmussen S.O., Bard E., McManus J. y Fairbanks, R.G. (2006): Timing of meltwater pulse 1a and climate responses to meltwater injections. *Paleoceanography*, **21**, 4, 4103
- Stanley D.J. y Chen, Z.Y. (1993): Yangtze delta, Eastern China: Geometry and subsidence of a Holocene depocenter. *Marine Geology*, **112**, 1-11.
- Stanley D.J. y Warne A.G. (1994): Worldwide initiation of Holocene marine deltas by the deceleration of sea-level rise. *Science*, **265**, 228-232.
- Stapor F.W., Mathews T.D. y Linfors-Kearns F.E. (1991): Barrier-island progradation and Holocene sea level history in Southwest Florida. *Journal of Coastal Research*, **7**, 815-838.
- Stefani M. y Vincenzi S. (2005): The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Marine Geology*, **222-223**, 19-48.
- Steinhilber F., Beer J. y Fröhlich C. (2009): Total solar irradiance during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, **36**, L19704, doi: 10.1029/2009gl040142, 2009.
- Stockhausen H. y Zolitschka B. (1999): Environmental changes since 13,000 cal. BP reflected in magnetic and sedimentological properties of sediments from Lake Holzmaar (Germany). *Quaternary Science Reviews*, **18**, 913-925.
- Stoeckinger W.T. (1976): Valencia Gulf offer deadline nears. *Oil Gas Journal*, **74**, 13, 197-204.
- Struglia M.V., Mariotti A. y Filograsso A. (2004): River discharge into the Mediterranean Sea: climatology and aspects of the observed variability. *Journal of Climate*, **14**, 4740-4750.

- Stuiver M y Kra R. (Eds.) (1986): Radiocarbon calibration issue - Proceedings of the 12th International Radiocarbon Conference, Trondheim, Norway. *Radiocarbon*, **28**, 2B, 225pp.
- Stuiver M. y Braziunas T.F. (1989): Atmospheric ¹⁴C and century-scale solar oscillations. *Nature*, **338**, 405-408.
- Stuiver M. y Polach H.A. (1977): Discussion: Reporting of ¹⁴C Data. *Radiocarbon*, **19**, 3, 355-363.
- Stuiver M. y Reimer P. J. (1993): Radiocarbon calibration program rev.3.0.3. *Radiocarbon*, **35**, 215-230.
- Stuiver M., Reimer P. J. y Reimer R. (2003): CALIB Radiocarbon Calibration, version 4.4. University of Washington Quaternary Isotope Lab (QIL, Available: www.calib.org/).
- Stuiver M., Reimer P.J. y Braziunas T.F. (1998): High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, **40**, 3, 1127-1151.
- Talbot M.R. y Allen P.A. (1996): Lakes. En: Reading H.G. (Ed.): *Sedimentary Environmental: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd, Oxford, 83-124.
- Tan M.H. y Hammond J.K. (2007): A non-parametric approach for linear system identification using principal component analysis. *Mechanical Systems and Signal Processing*, **21**, 1576-1600.
- Tel E. (2005): *Variabilidad y tendencias del nivel del mar en las costas de la Península Ibérica y zonas limítrofes: su relación con parámetros meteorológicos*. Universidad de Salamanca, Instituto Español de Oceanografía, 349 pp.
- Temmerman S., Govers G., Meire P. y Wartel S. (2003): Modelling long-term tidal marsh growth under changing tidal conditions and suspended sediment concentrations, Scheldt estuary, Belgium. *Marine Geology*, **193**, 151-169.
- Templado D. y Meseguer J. (1949): Mapa geológico de España. Hoja nº 641. Castellón de la Plana. Instituto Geológico y Minero de España.
- Templado D. y Meseguer J. (1950a): Mapa geológico de España. Hoja nº 616. Villafamés. Instituto Geológico y Minero de España.
- Templado D. y Meseguer J. (1950b): Mapa geológico de España. Hoja nº 617. Faro de Oropesa. Instituto Geológico y Minero de España.
- Templado D. y Meseguer J. (1950c): Mapa geológico de España. Hoja nº 669. Moncófar. Instituto Geológico y Minero de España.
- Terral J.F. y Mengüel X. (1999): Reconstruction of Holocene climate in southern France and eastern Spain using quantitative anatomy of olive wood and archaeological charcoal. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, **153**, 71-92.
- TEYGE-Instituto Geológico y Minero de España (2005): *Estudio Piloto de Caracterización Adicional de Masas de Agua Subterráneas aplicado a la U.H. (08.21) Plana de Sagunto*. 267. Informe.
- Thomsen K.J., Murray A.S. y Bøtter-Jensen L. (2005): Sources of variability in OSL dose measurements using single grain of quartz. *Radiation Measurements*, **39**, 47-61.
- Thomsen K.J., Murray A.S., Bøtter-Jensen L. y Kinahan, J. (2007): Determination of burial dose in incompletely bleached fluvial samples using single grains of quartz. *Radiation Measurements*, **42**, 370-379.

- Thorndycraft V. y Benito G. (2006): Late Holocene fluvial chronology in Spain: The role of climatic variability and human impact. *Catena*, **66**, 34-41.
- Treese K.L. y Wilkinson B.H. (1982): Peatl-marl in a Holocene paludal-lacustrine basin-Sucker Lake, Michigan. *Sedimentology*, **29**, 375-390.
- Trigo R., Pozo-Vázquez D., Osborn T., Castro-Díez Y., Gámiz-Fotis S. y Esteban-Parra M.J. (2004): North Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, **24**, 925-944.
- Trincardi F. y Field M.E. (1991): Geometry, lateral variability and preservation of downlapped regressive shelf deposits: eastern Tyrrhenian margin, Italy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**, 775-790.
- Trouet V., Esper J., Graham N.E., Baker A., Scourse J.D. y Frank, D.C. (2009): Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, **324**, 5923, 78-80.
- Tsimplis M y Rixen M. (2002): Sea level in the Mediterranean: The contribution of temperature and salinity changes. *Geophysical Research Letters*, **29**, 23, 51.1-51.4.
- Tucker M.E y Wright V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Publishing Scientific Publications, 481 pp.
- Tunbridge I.B. (1984): Facies models for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. *Sedimentology*, **31**, 697-716.
- Tunón J. (2000): *Determinación experimental del balance hídrico del suelo y evaluación de la contaminación asociada a las prácticas agrícolas*. Tesis Doctoral (inédita). Departamento de Ciencias Experimentales, Universitat Jaume I, Castellón. 367 pp.
- Tuñón J., Morrell I. y Ferriols N.S. (1999): Observaciones prácticas sobre el cálculo del balance de agua en el suelo. En: Muñoz-Carpena R., Ritter A y Tascón C. (Eds.): *Estudios de la Zona No Saturada del Suelo: volumen 4*. Instituto Canario de Investigaciones Agrarias, Tenerife, 45-51.
- Turney C.S.M. y Brown H. (2007): Catastrophic early Holocene sea level rise, human migration and the Neolithic transition in Europe. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 2036-2041.
- Tzedakis P.C., Andrieu V., de Beaulieu J.L., Crowhurst S., Follieri M., Hooghiemstra H., Magri D., Reille M., Sadori L., Shackleton N.J. y Wijmstra T.A. (1997): Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, **150**, 171-176.
- Usera J. y Mateu G. (1995): Foraminíferos cuaternarios del País Valenciano. En: Roselló V.M. (Ed.): *El Cuaternario del País Valenciano*. Universitat de València y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario, Valencia, 245-250.
- Usera J., López Buendía A. y Alberola C. (1996a): Foraminíferos cuaternarios de la turbera de Benicasim (Castellón). *XII Bienal Real Sociedad Española de Historia Natural*, **200**, 24.
- Usera J., Alberola C., García-Fornier A. y Guillem J. (1996b): Proceso de colonización y evolución en la composición de las asociaciones de foraminíferos fósiles, en la turbera cuaternaria de Torreblanca (Castellón). *Coloquios de Paleontología*, **48**, 147-59.
- Usera J., Blázquez A.M., Guillem J. y Alberola C. (2002): Biochronological and paleoenvironmental interest of foraminifera lived in restricted environments: application of to the study of the western Mediterranean Holocene. *Quaternary International*, **93-94**, 139-147.

- Usera J., Robles F., Martínez-López F. y Arco Y. (1990): Fauna actual de gasteropodos y foraminíferos de la marjal de Torreblanca (Castellón). *Iberus*, **9**, 515-526.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. y Perez-Cruz C. (1991): The stratigraphic signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology-an Overview. *En*: Einsele G., Ricken W., Seilacher A. (Ed.): *Cycles and events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, New York, 617-659.
- Vail P.R., Mitchum R.M.Jr. y Thompson S. III (1977): Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *En*: Payton C.W. (Ed.): *Seismic Stratigraphic Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association Petroleum Geologist Memoir, 26, 63-97.
- Valero-Garcés B.L., Delgado-Huertas A., Navas A., Machín J., González-Sampériz P. y Kelts K. (2000a): Quaternary palaeohydrological evolution of a playa lake: Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Sedimentology*, **47**, 1135-1156.
- Valero-Garcés B.L., González-Sampériz P., Delgado-Huertas A., Navas A., Machín J., y Kelts K. R. (2000b): Lateglacial and late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Quaternary International*, **73-74**, 29-46.
- Valero-Garcés B.L., Grosjean M., Kelts K., Schreier H. y Messerli B. (1999): Holocene lacustrine deposition in the Atacama Altiplano: facies models, climate and tectonic forcing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **151**, 101-125.
- Valero-Garcés B.L., Navas A., Mata P., Delgado-Huertas A., Machín J., González-Sampériz P., Moreno A., Schwalb A., Ariztegui D., Schnellmann M., Bao R. y González-Barrios A. (2003): Sedimentary Facies Analyses in lacustrine cores: from Initial Core Descriptions to Detailed Paleoenvironmental Reconstructions. A case study from Zoñar Lake (Cordoba province, Spain). *En*: Valero-Garcés B. (Ed.): *Limnogeología en España: un homenaje a Kerry R. Kelts*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 385-414.
- Valero-Garcés, B.L., Moreno A., Navas A., Machín J., Delgado-Huertas A., González-Sampériz P., Schwalb A., Morellón M., y Edwards R.L. (2008): The Taravilla Lake and Tufa Deposits (Central Iberian Range, Spain) as paleohydrological and paleoclimatic indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **259**, 136-156.
- van Wagoner J.C., Mitchum Jr. R.M., Campion K.M. y Rahmanian V.D. (1990): *Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies*. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, 55 pp.
- van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. y Hardenbol J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *En*: Wilgus C., Hastings B.S., Ross C.A., Posamentier H.W., van Wagoner J.C. y Kendall C.G. (Eds.): *Sea level changes: an integrated approach*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Special Publication 42, 39-45.
- van Wijnen H.J. y Bakker J.P. (2001): Long-term Surface Elevation Change in Salt Marshes: a Prediction of Marsh Response to Future Sea-Level Rise. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **52**, 381-390.
- Vegas J., Ruiz-Zapata M.B., Ortiz J.E., Galán L., Torres T., García-Cortés A., Gil-García M.J., Pérez-González A. y Gallardo-Millán J.L. (2009): Identification of arid phases during the last 50 cal.

- ka BP from the Fuentillejo maar-lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). *Journal of Quaternary Sciences*, **25**, 7, 1051-1062.
- Vegas R. y de Vicente G. (2004): El Surco de Valencia. En: Vera J.A. (Ed.): *Geología de España* SGE-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 274-276.
- Vegas R., Fontboté J.M. y Banda E. (1979): Widespread Neogenen rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. *Instituto Geografía Nacional (Spain) Special Publication*, **201**, 109-128.
- Vella C y Provansal M. (2000): Relative sea-level rise and neotectonic events during the last 6500 yr on the southern eastern Rhone delta, France. *Marine Geology*, **170**, 27-39.
- Vella C., Fleury T.J., Raccasi G., Provansal M., Sabatier F. y Bourcier M. (2005): Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine Geology*, **222-223**, 235-265.
- Vera J.A. (1994): *Estratigrafía: Principios y Métodos*. Rueda, Madrid, 806 pp.
- Viñals M.J. (1991): La desecación de los marjales valencianos. *Cuadernos de Geografía*, **48**, 249-51.
- Viñals M.J. (1999): La variabilidad de las cubetas de los humedales mediterráneos: formas y procesos geomórficos. *Humedales Mediterráneos*, **1**, 91-8.
- Viñals M.J. y Fumanal M.P. (1995): Quaternary development and evolution of the sedimentary environments in the central mediterranean spanish coast. *Quaternary International*, **29**, 119-128.
- Vis G-J., Bohncke S.J.P., Schneider H., Kasse C., Coenraads-Nederveen S., Zuurbier K. y Rozema J. (2010): Holocene flooding history of the Lower Tagus Valley (Portugal). *Journal of Quaternary Sciences*, **25**, 1222-1238.
- Von Breyman M.T., Emeis K.C. y Suess E. (1992): Water depth and diagenetic constraints on the use of barium as a palaeoproductivity indicator. En: (Summerhayes C.P, Prell W.L. y Emeis K.C. (Eds.): *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene*. Geological Society of London, Special Publications 64, 273-284.
- Von Post L. (1924): Das genetisch System des organogenen Bildungen Schwedens. *International Congress of Pedology*. Helsinki, Proc, 4, 287-304.
- Vött A. (2007): Relative sea level changes and regional tectonic evolution of seven coastal areas in NW Greece since the mid-Holocene. *Quaternary Science Reviews*, **26**, 894-919.
- Wagner B., Melles M., Doran P.T., Kening F., Forman S.L., Pierau R. y Allen P. (2006): Glacial and postglacial sedimentation in the Fryxell basin, Taylor Valley, southern Victoria Land, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **241**, 320-337.
- Wagner B., Melles M., Hahne J., Niessen F. y Hubberten H.W. (2000): Holocene climate history of Geographical Society ø, East Greenland-evidence from lake sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **160**, 45-68.
- Wallace J.M. y Gutzler D.S. (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, **109**, 784-812.
- Wang X., Yang Z., Løvlie R. y Min L. (2004): High-resolution magnetic stratigraphy of fluvio-lacustrine sucesión in the Nihewan Basin, China. *Quaternary Science Reviews*, **23**, 1187-1198.

- Wanner H., Brönnimann S., Casty C., Gyalistras D., Luterbacher J., Schmutz C., Stephenson D.B. y Xoplaki E. (2001): North Atlantic Oscillation-Concepts and Studies. *Surveys in Geophysics*, **22**, 321-382.
- Wanner H., Beer J., Bütikofer J., Crowley T.J., Cubasch U., Flückiger J., Goosse H., Grosjean M., Joos F., Kaplan J.O., Küttel M., Müller S.A., Prentice I.C., Solomina O., Stocker T.F., Tarasov P., Wagner M., y Widmann M. (2008): Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Review*, **27**, 1791-1828.
- Watanabe T., Naraoka H., Nishimura M. y Kawai T. (2003): Glacial-interglacial changes in organic carbon, nitrogen and sulphur accumulation in Lake Baikal sediment over the past 250 kyr. *Geochemical Journal*, **37**, 493-502.
- Watanabe T., Naraoka H., Nishimura M. y Kawai T. (2004): Biological and environmental changes in Lake Baikal during the late Quaternary inferred from carbon, nitrogen and sulfur isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**, 285-299.
- Weaver P.P.E. y Schultheiss P. (1990): Current methods for obtaining, logging and splitting marine sediment cores. *Marine Geophysics Research*, **12**, 85-100.
- Weber M.E., Niessen F. Kuhn G. y Wiedicke M. (1997): Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. *Marine Geology*, **136**, 151-172.
- Wilson J.G. y Elkaim B. (1997): Seasonal and Geographical Differences in Oxygen Consumption with Temperature of *Cerastoderma glaucum* (Poiret) and a Comparision with *C. edule* (L.). *Estuarine. Coastal and Shelf Science*, **45**, 571-577.
- Wilson M. y Bianchini G. (1999): Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions. En: Durand B., Jolivet L., Horvath F. y Séranne M. (Eds.): *The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society of London, Special Publication 156, 141-168.
- Wright V.P. (1992): Paleopedology: stratigraphic relationships and empirical models. En: Martini I.P. y Chesworth W. (Eds.): *Weathering, Soils and Paleosols*. Elsevier, Amsterdam, 475-499.
- Wright V.P. y Marriott S.B. (1993). The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain storage. *Sedimentary Geology*, **86**, 203-210.
- Wright V.P. y Platt N.H. (1995): Seasonal wetlands carbonate sequences and dynamic catenas: a re-appraisal of palustrine limestones. *Sedimentary Geology*, **99**, 65-71.
- Wright V.P. y Tucker M.E. (1991): Calcretes: an introduction. En: Wright V.P. y Tucker M.E. (Eds.): *Calcretes*. IAS Reprint series 2. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 1-22.
- Xoplaki E., González-Rouco J.F., Luterbacher J. y Wanner H. (2004): Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Climate Dynamics*, **23**, 723-739.
- Xoplaki E., Luterbacher J. y González-Rouco J.F. (2006): Mediterranean summer temperature and winter precipitation, large-scale dynamics, trends. *Nuovo Cimento Della Societa Italiana Di Fisica C-Geophysics and Space Physics*, **29**, 45-54.
- Yll R., Pantaleón-Cano J., Pérez-Oriol R. y Roure J. (1999): Cambio climático y transformación del medio durante el Holoceno en las Islas Baleares. II Congrés del Neolític a la Península Ibérica. *Sanguntum-Plau*, **2**, 45-51.

- Yll R., Zazo C., Goy J.L., Pérez-Obiol R., Pantaleón-Cano J., Civis J., Dabrio C., González A., Borja F., Soler V., Lario J., Luque L., Siervo F., González-Hernández F.M., Lezine A.M., Deneffe M., Roure J.M. (2003): Quaternary palaeoenvironmental changes in South Spain. *En: Ruiz-Zapata M.B. (Ed.): Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region*. Universidad de Alcalá de Henares, Madrid, 201-213.
- Yokoyama Y., de Dekker P., Lambeck K., Johnston P. y Fifield L.K. (2001): Sea-level at the Last Glacial Maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **165**, 3-4, 281-297.
- Yokoyama Y., Lambeck K., de Dekker P., Johnston P. y Fifield L.K. (2000): Timing of the Last glacial Maximum from observed sea-level minima. *Nature*, **406**, 713-716.
- Yoo D.G. y Park S.C. (2000): High-resolution seismic study as a tool for sequence stratigraphic evidence of high-frequency sea-level changes: latest Pleistocene-Holocene example from the Korea Strait. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 2, 296-309.
- Yoo D.G., Lee C.W., Kim S.P., Jin J.H., Kim J.K. y Han H.C. (2002): Late Quaternary transgressive and highstand systems tracts in the northern East China Sea mid-shelf. *Marine Geology*, **187**, 313-328.
- Yu S.Y., Li Y.X. y Törnqvist T.E. (2009): Tempo of global deglaciation during the early Holocene: A sea level perspective. *PAGES News*, **17**, 68-70.
- Yuste A., Luzón A. y Bauluz B. (2004): Provenance of Oligocene-Miocene alluvial and fluvial fans of the northern Ebro Basin (NE Spain): an XRD, petrographic and SEM study. *Sedimentary Geology*, **172**, 3-4, 251-268.
- Zazo C. (1999): Interglacial sea-levels. *Quaternary International*, **55**, 101-113.
- Zazo C. (2006): Cambio climático y nivel del mar: La Península Ibérica en el contexto global. *Cuaternario y Geomorfología*, **20**, 3-4, 115-130.
- Zazo C., Dabrio C.J., Goy J.L., Bardají T., Ghaleb B., Lario J., Hoyos M., Hillaire - Marcel C.L., Siervo F., Flores J.A., Silva P.G. y Borja F. (1996): Cambios en la dinámica litoral y nivel del mar durante el Holoceno en el Sur de Iberia y Canarias Orientales. *Geogaceta*, **20**, 7, 1679-1682.
- Zazo C., Dabrio C.J., Goy J.L., Lario J., Cabero A., Silva P.G., Bardají T., Mercier N., Borja F. y Roquero E. (2008): The coastal archives of the last 15 ka in the Atlantic-Mediterranean Spanish linkage area: Sea level and climate changes. *Quaternary International*, **181**, 72-87.
- Zazo C., Goy J.L., Dabrio C.J., Lario J., González-Delgado J.A., Bardají T., Hillaire-Marcel C., Cabero A., Ghaleb B., Borja F., Silva P.G., Roquero E. y Soler V. (2013): Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean-Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach, *Geomorphology*, **196**, 36-49.
- Zazo C., Goy J.L., Hillaire-Marcel C., Hoyos M., Cuerda J., Ghaleb B., Bardají T., Dabrio C.J., Lario J., Silva P.G., González A., González F. y Soler V. (1997): El nivel del mar y los interglaciales cuaternarios: Su registro en las costas peninsular e insulares españolas. *En: Rodríguez J. (Ed.): Cuaternario Ibérico*. AEQUA, Huelva, 23-32.
- Zazo C., Goy J.L., Somoza L., Dabrio C.J., Belluomini, G., Improta S., Lario J., Bardají, T. y Silva, P.G. (1994): Holocene sequence of relative sea level highstand-lowstand in relation to the

- climatic trends in the Atlantic-Mediterranean linkage coast: forecast for future coastal changes and hazards. *Journal of Coastal Research*, **10**, 4, 933-945.
- Zazo C., Maestro A., Díaz del Río V., Goy J.L. y Somoza L. (2001): Geomorfología litoral y de la plataforma continental. En: Gómez Ortiz A. y Pérez González A. (Eds.): *Evolución reciente de la Geomorfología española (1980-2000)*. Sociedad Española de Geomorfología/Servei de Gestió i Evolució del Paisatge (UB), Geoforma Ediciones S.L., Barcelona, 99-138.
- Zazo C., Mercier N., Silva P.G., Dabrio C.J., Goy J.L., Roquero E., Soler V., Borja F., Lario J., Polo D. y Luque L. (2005): Landscape evolution and geodynamic controls in the Gulf of Cadiz (Huelva coast, SW Spain) during the Late Quaternary. *Geomorphology*, **68**, 269-290.
- Zecchin M. (2010): Towards the standardization of sequence stratigraphy: is the parasequence concept to be redefined or abandoned? *Earth-Science Review*, **102**, 117-119.
- Zecchin M. y Catuneanu O. (2013): High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves I: units and bounding surfaces. *Marine and Petroleum Geology*, **39**, 1-25.



ANEXOS

ANEXO I: MULTISENSOR CORE LOGGER

A1.1. PROTOCOLO

El análisis y uso de los datos geofísicos dependen directamente del método de obtención, y en sedimentos lacustres, donde las propiedades físicas de los materiales son tan similares, los posibles errores deben ser analizados cuidadosamente. Así, en el propio procedimiento existen factores que pueden distorsionar los datos, y por tanto, modificar las interpretaciones de las características composicionales del sedimento. En este apartado explicaremos el protocolo que se ha seguido con la intención de reducir esos errores.

El primer paso es la **calibración** de todos los sensores. La calibración permite el tratamiento de los datos nativos (obtenidos directamente de la medición de los sensores) para después recalcularlos y conseguir datos procesados (datos reales del testigo).

La calibración se realiza en función de dos factores que controlan las señales de los sensores: el diámetro de los sondeos, del que dependen las propiedades de velocidad de ondas-P, impedancia, densidad, factor porosidad y masa específica de susceptibilidad magnética; y la temperatura del laboratorio, de la que dependen tanto la precisión de los sensores (el más sensible es el sensor de resistividad) como la velocidad de transmisión de las ondas-P y la resistividad eléctrica de los materiales. Así, la temperatura del laboratorio ha de controlarse cuidadosamente evitando que experimente variaciones significativas.

Los mecanismos de calibración para cada uno de los sensores son:

- Densidad *Gamma*: En la calibración se utiliza un tubo de aluminio de densidad conocida ($2,7 \text{ g/cm}^3$) con diferentes espesores, introducido en un tubo de metacrilato, del mismo tamaño que el del testigo de sedimento, con agua y en seco, imitando las posibles condiciones del testigo (Fig. A1.1.). La apertura del colimador puede ser de 2,5 o 5 mm, dependiendo del diámetro del sondeo y de la resolución que se quiera obtener. En nuestro caso optamos por 2,5 mm porque el diámetro del testigo es pequeño (5 cm) y porque al obtener la medida de una menor sección del testigo se consigue más detalle la curva. El tiempo de medida durante la calibración es de 100 s.
- Susceptibilidad magnética: Se utiliza un patrón de susceptibilidad conocida y se compara con los datos nativos obtenidos del sensor.
- Ondas- P: La calibración utiliza un tubo de metacrilato con agua destilada del mismo grosor y diámetro que el de los testigos. El tiempo que tarda una onda en atravesar el sondeo depende de la temperatura a la que se encuentre.
- Temperatura: Se compara con un termómetro externo.
- Resistividad: La calibración de la resistividad se realiza a partir de patrones del mismo diámetro del testigo con aguas a diferentes salinidades (35 g/l, 17 g/l, 3,5 g/l, 1,7 g/l y 0,35 g/l).

Posteriormente se realiza la **medición** de los distintos parámetros escogiendo el espaciado de muestreo y el tiempo que se desee (este último sólo en el caso de la densidad), para lo que el equipo incorpora unos patines y un motor que le permite desplazar el sondeo a través de los sensores.

El muestreo se ha realizado con un espaciado de 1 cm y 5 segundos para el *Gamma*. Esta resolución nos permite obtener datos de pequeñas secciones (puntuales) de forma que se pueden observar cambios bruscos sin que puedan quedar enmascarados por la tendencia general. Además,

para el posterior levantamiento y tratamiento geoquímico de los sondeos se ha escogido la misma resolución.

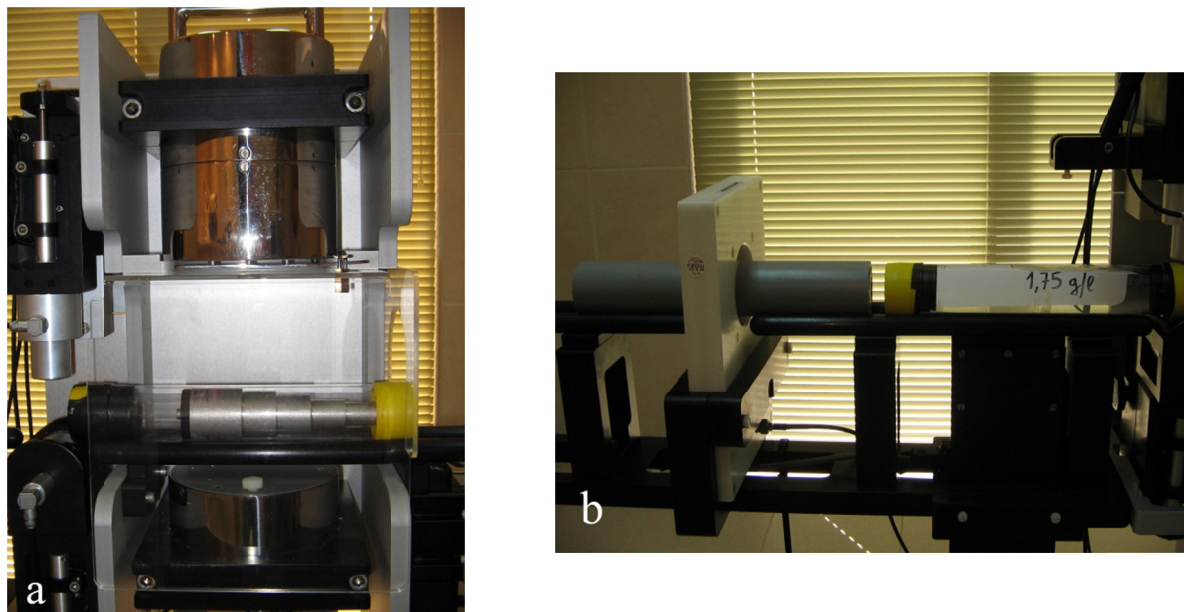


Figura A1.1.- Mecanismos de calibración de densidad, susceptibilidad magnética y resistividad: (a) patrón de aluminio para la calibración de la densidad y (b) tubos patrones de susceptibilidad y resistividad conocidas.

Sobre las curvas obtenidas (datos nativos) se realiza el **procesado** utilizando los datos recogidos durante la calibración y obteniendo las curvas procesadas de los distintos parámetros. Estas curvas procesadas se “limpiarán”, descartando aquellos datos que puedan ser erróneos por diversas causas, tales como la variación de datos por los tapones de plástico, huecos en el testigo, errores del sensor, errores en las constantes de calibración, etc., (GEOTEK, 2000), obteniendo las curvas finales de los distintos parámetros que explicaremos a continuación.

A1.2. DENSIDAD

La densidad GRAPE (Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluator) es comparable a la densidad de bloque (densidad total) en condiciones húmedas (Weber *et al.*, 1997). Esta densidad depende tanto de la densidad de grano como de la porosidad o la densidad del agua (Hamilton, 1971; Best y Gunn, 1999), de forma que las variaciones de densidad indican cambios litológicos y, por tanto, cambios en las condiciones de sedimentación (Watanabe *et al.*, 2003, 2004; Gutiérrez-Castorena *et al.*, 2005; Wagner *et al.*, 2006; Moreno *et al.*, 2007). La comparación de la densidad de bloque entre sondeos permite correlacionar niveles característicos o poner en evidencia eventos esporádicos (Kawakami *et al.*, 1996).

La medición de la densidad por atenuación de los rayos gamma es una técnica bien conocida (Davidson *et al.*, 1963). La fuente de rayos gamma que utiliza este equipo está compuesta por una capsula de 10 milicurios de ^{137}Cs con dos colimadores (de 2,5 mm y 5,0 mm), emite 0,662 MeV a través del testigo y los rayos atenuados son detectados por un escintilador de NaI. Para estos valores de energía el principal mecanismo de atenuación de rayos gamma es la dispersión Compton que depende del material atravesado. Así, la ecuación que rige el cálculo de la densidad es:

$$\frac{A}{A_0} = e^{-\rho_{ud}}$$

Donde: A es la intensidad de los rayos gamma antes de la atenuación, A_0 es la intensidad de los rayos gamma después de haber atravesado el testigo, ρ es la densidad de bloque, μ es el coeficiente de atenuación de Compton y d es el espesor de sedimento.

La densidad (g/cm^3) se obtiene mediante la ecuación:

$$\rho = \frac{1}{\mu d} \ln \frac{A}{A_0}$$

A1.3. FACTOR DE POROSIDAD

El factor de porosidad indica el grado de compactación de los depósitos. En general, depende de la densidad GRAPE obtenida después de haber procesado los datos, usando la ecuación:

$$Fp = \frac{\rho_g - \rho}{\rho_g - \rho_l}$$

Donde: ρ_g es la densidad aproximada del grano mineral, ρ es la densidad obtenida por el MSCL y ρ_l es la densidad de la fase líquida.

Debido a la diferente naturaleza de los depósitos investigados se ha optado por utilizar una densidad media de $2,65 \text{ g/cm}^3$ y, puesto que las aguas freáticas tienen pocas sales (Tuñón, 2000; Fullana, 2001), una densidad de la fase líquida de 1 g/cm^3 .

A1.4. VELOCIDAD DE ONDAS-P

Las ondas-P, o compresivas, son aquellas en las que el movimiento de las partículas es paralelo a la dirección de propagación de la onda. La velocidad de las ondas depende de la litología y fundamentalmente de su densidad, estructura y textura, además de la naturaleza y cantidad de fluido intersticial que empapa la roca.

El principal interés de conocer la velocidad de transmisión de las ondas-P es tratar y mejorar la señal de los perfiles sísmicos de reflexión (ej. Rebesco *et al.*, 2000; Goldfinger *et al.*, 2007). Esta técnica se usa poco en materiales lacustres debido a la baja variabilidad de velocidades de estos depósitos dentro de los perfiles sísmicos, resultando, no obstante, de utilidad para su caracterización física (Wagner *et al.*, 2000). Por el contrario en perfiles marinos son muy abundantes los trabajos que utilizan la velocidad de ondas-P para corregir las secciones sísmicas, al mismo tiempo que caracterizan los depósitos (Rebesco *et al.*, 2000; Casas *et al.*, 2006a, 2006b).

El sistema de medida consiste en dos transductores (transmisor y receptor) situados a ambos lados del testigo, y a través de los que viaja un pulso de ultrasonido compresivo. La velocidad de las ondas-P se obtiene conociendo del diámetro del testigo y el tiempo de retardo entre la emisión y la recepción.

Los errores en las mediciones de esta propiedad física son muy abundantes, causados principalmente por la falta de continuidad de material entre los dos transductores, debido a la presencia de poros o huecos grandes dentro del testigo o entre la pared de metacrilato y el mismo. Dicha falta de continuidad, que no permite que la onda pueda transmitirse, puede corregirse si el hueco se encuentra saturado de agua. La velocidad obtenida en este caso no es exactamente la

correspondiente al material estudiado pero es una buena aproximación, por lo que es conveniente analizar los testigos cuando aún son frescos y están todavía saturados (Casas *et al.*, 2006a, 2006b). Otro de los posibles errores se debe a la temperatura del material: según sea ésta los materiales experimentan cambios físicos, que se traducen en cambios en la velocidad de las ondas compresivas.

A1.5. IMPEDANCIA ACÚSTICA

La impedancia acústica se define como el producto de la velocidad de ondas-P y de la densidad, y su principal aplicabilidad está en el tratamiento de secciones sísmicas (Best y Gunn, 1999), cuyo objetivo es conocer el tamaño de grano. En depósitos arenosos y arcillosos los tamaños de grano mayores (arenas y limos) tienden a mostrar mayor densidad y mayor velocidad (Weber *et al.*, 1997).

A1.6. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

A1.6.1. Fundamento teórico

La susceptibilidad magnética (χ) mide la capacidad de magnetización de un material. En la naturaleza es un parámetro que informa sobre los minerales, principalmente de origen férrico, que se encuentran en suelos, rocas o sedimentos. El sentido y alineación de los electrones determina la energía magnética de las moléculas que constituyen los materiales.

En función del comportamiento magnético de los materiales se distinguen ferromagnéticos, ferrimagnéticos, antiferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos, que se caracterizan por (Tabla A1.1):

Comportamiento magnético	Susceptibilidad magnética
Ferromagnético	Alta y positiva (Hierro puro, níquel, cromo,..)
Ferrimagnético	Alta y positiva (magnetita, pirrotina,...)
Antiferromagnético	Moderada y positiva (hematites, gohetita,..)
Paramagnético	Débil y positiva (biotita, pirita, olivino, sulfatos,...)
Diamagnético	Débil y negativa (agua, materia orgánica, cuarzo, carbonato cálcico,..)

Tabla A1.1.- Susceptibilidad magnética de cada uno de los comportamientos (Dearing, 1999 y Casas, 2005).

La susceptibilidad magnética de un depósito será la suma de los componentes que pueden tener distintos comportamientos magnéticos. El cálculo de susceptibilidad se obtiene de la magnetización (M) que se crea dentro de la muestra por la inducción de un campo magnético (H). Así:

$$\chi = \frac{M}{H}$$

Inicialmente, los trabajos de magnetismo ambiental de sedimentos lacustres holocenos utilizaban la susceptibilidad como herramienta de correlación litológica entre diversos sondeos y, sólo eventualmente, incluían un estudio de la señal paleoclimática regional. Actualmente el análisis magnético incluye el estudio de las relaciones entre el magnetismo y los procesos ambientales que formaron los minerales magnéticos, señalando la respuesta climática a escala regional (Geiss *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2004).

La diversidad de procesos formadores de minerales magnéticos dentro de un lago puede complicar la interpretación de los valores magnéticos y, por tanto, la identificación de los cambios ambientales.

A1.6.2. Fuentes de minerales magnéticos en ambientes lacustres

La principal fuente de minerales magnéticos en los sedimentos lacustres es el aporte detrítico procedente de la cuenca de drenaje (Oldfield, 1991; Shouyun *et al.*, 2002).

Diversos autores (Dearing *et al.*, 1981; Kirby *et al.*, 2004) relacionan los parámetros magnéticos con la erosión de la cuenca de drenaje. En este sentido son numerosos los trabajos sobre sedimentos lacustres donde el aporte detrítico es inferido a partir de la susceptibilidad (Keen y Shane, 1990; Dean *et al.*, 1996; Stockhausen y Zolitschka, 1999; Dean y Schwalb, 2000).

Recientemente se ha observado que los minerales magnéticos se pueden formar dentro del mismo ambiente lacustre como consecuencia de procesos autigénicos o procesos diagenéticos tempranos (Dearing *et al.*, 1998). Por ejemplo la greigita se puede formar en sedimentos ricos en materia orgánica bajo condiciones reductoras (Snowball y Thompson, 1988); en procesos diagenéticos, bajo condiciones reductoras, pueden precipitar nuevos minerales magnéticos, como siderita o pirrotina; en procesos biogénicos, tanto biológicamente inducidos como controlados biológicamente, se pueden formar magnetitas (Lowenstam, 1981); y la disolución de minerales detríticos en condiciones reductoras puede favorecer la formación de otros minerales magnéticos (Shouyun *et al.*, 2002).

A1.6.3. Respuesta magnética a los cambios climáticos y ambientales

La presencia de diferentes minerales magnéticos con orígenes distintos puede aportar información útil para reconstruir cambios paleoclimáticos, paleoambientales o paleoproduktividad. Lagos de diferentes regiones, o con diferentes ambientes sedimentarios, van a tener una respuesta a los cambios magnéticos, como consecuencia de los cambios climáticos y ambientales, desigual, por lo que el modelo magnético de un lago no puede ser aplicado directamente a otro lago, incluso diferentes capas dentro de un mismo lago pueden tener diferente respuesta magnética al cambio ambiental o climático.

Las propiedades magnéticas de los sedimentos pueden usarse para la correlación estratigráfica y como *proxy* para cambios climáticos y ambientales. Sin embargo, para obtener un mejor conocimiento de las propiedades magnéticas y una clara interpretación es necesario comprender el proceso formador de los minerales magnéticos y la razón física (minerales magnéticos, concentración, tamaño de grano, etc.) de cada valor magnético.

A1.6.4. Método

Se ha utilizado un sensor Bartington MS2C con un arco de 80 mm, que no llega a entrar en contacto físico con el propio testigo. Un oscilador en el arco produce un campo magnético alternante de baja intensidad (80 A/m) y frecuencia de 0,565 kHz.

Los cambios en la frecuencia del oscilador causados por el sedimento en el arco son medidos y transformados en valores de susceptibilidad magnética específica de volumen ($\kappa_{\text{sin corregir}}$) (Fig. A1.2.). Estos datos nativos son adimensionales y corresponden al volumen de susceptibilidad magnética específica, sin corregir el tamaño del testigo y del arco-

La K corregida depende de los datos de susceptibilidad nativa ($\kappa_{\text{sin corregir}}$) y la susceptibilidad relacionada con los diámetros del arco y del testigo ($\kappa_{\text{relación}}$). Así:

$$\kappa = \frac{\kappa_{\text{sin corregir}}}{\kappa_{\text{relación}}}$$

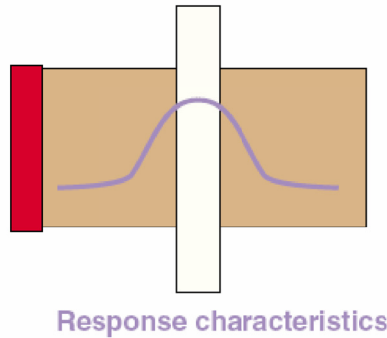


Figura A1.2.- Respuesta al campo magnético inducido en un sensor de arco (GEOTEK, 2000).

Los valores de $\kappa_{\text{relación}}$ se obtienen de la ecuación, $\kappa_{\text{relación}} = 4,8566\left(\frac{d}{D_1}\right) - 3,0163\left(\frac{d}{D_1}\right) - 0,6448$, obtenida experimentalmente; donde d es el diámetro del testigo y D_1 es el diámetro de arco.

La magnitud de la susceptibilidad magnética depende del contenido en minerales magnéticos y del volumen de sedimento que se mide, de forma que para obtener la susceptibilidad magnética de un determinado depósito o susceptibilidad magnética específica de masa, es necesario conocer la densidad. La susceptibilidad específica de masa (χ) se expresa como:

$$\chi = \frac{\kappa}{\rho}$$

Donde: ρ es la densidad de sedimento medida en Kg/cm³. La susceptibilidad se mide en m³/Kg y tras el procesamiento de los datos nativos el resultado obtenido se expresa en *10⁻⁸m³/Kg.

Durante este trabajo los cálculos estadísticos se han realizado utilizando tanto datos nativos (susceptibilidad específica de volumen) como procesados (susceptibilidad específica de masa), atendiendo a la posible descompactación que pueden sufrir los testigos.

A1.7. RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

La resistividad mide la capacidad de un material de transmitir energía eléctrica. La temperatura es el factor más importante en la conducción de energía eléctrica pues influye en la estructura de los materiales.

Actualmente la resistividad se mide en registros marinos más o menos recientes, en los que junto a la densidad, se busca determinar tamaños de grano, permeabilidad y la presencia de fluidos contenidos en los depósitos (Kermabon *et al.*, 1969; Lauer-Leredde, 1998; Best y Gunn, 1999; Jackson *et al.*, 2006), en cambio es poco habitual su uso en registros continentales actuales y más

concretamente en ambientes lacustres. En determinados ambientes, como el fluvial, y unido a otros parámetros físicos se ha utilizado para identificar ciclos o tendencias (Nádor *et al.*, 2003).

Esta técnica se aplica frecuentemente en la tomografía eléctrica puesto que se basa en la resistividad y conductividad eléctrica de las rocas para conseguir perfiles donde se pueden reconocer estructuras sedimentarias, estructurales o límites de pequeñas cuencas o lagos (Gourry *et al.*, 2003; Comas *et al.*, 2004). Por el contrario, ha sido muy poco empleada para correlacionar o determinar litologías de sondeos en ambientes continentales.

Nuestro interés se centra en la posibilidad de usar la resistividad para caracterizar las litologías y correlacionar los sondeos entre sí y con las campañas de Sondeos Eléctricos Verticales (S.E.V) efectuados en la zona, de forma que se pueda reconstruir la geometría de la cuenca.

La resistividad eléctrica se mide mediante la inducción de un campo magnético de alta frecuencia en el testigo, producido por una bobina trasmisora, sin que exista contacto físico con el mismo (Jackson *et al.*, 2006). Como respuesta, el testigo genera corrientes eléctricas inversamente proporcionales a su resistividad, que crean un campo magnético medido con una bobina receptora. El sistema emplea un procedimiento para medir estos campos magnéticos con precisión, que establece la diferencia entre las lecturas tomadas por las bobinas que miden en el testigo y las realizadas sobre el aire. Las respuestas del sensor son medidas en milivoltio (mV) que, tras la calibración, se transforman en resistividad (ohm/m).

ANEXO II: ESTUDIO DE LOS SONDEOS A PARTIR DEL MSCL

A2.1. RESULTADOS DEL MSCL

A2.1.1. Sondeo C1

Al inicio del testigo se observa un descenso brusco de la densidad coincidiendo con la presencia de rizoconcrecciones que generan un incremento importante de la porosidad (Fig. A2.1). Después muestra un aumento paulatino de la densidad y nuevamente un progresivo descenso. Finalmente la parte superior, correspondiente a un suelo agrícola, muestra valores de densidad muy bajos y una alta porosidad.

La susceptibilidad y la resistividad presentan tres picos, resultado de la acumulación de minerales magnéticos y conductores. En ambientes aluviales valores altos de susceptibilidad han sido asociados a la acumulación de minerales ferro-magnéticos durante la formación de suelos (Gvirtzman y Wieder, 2001).

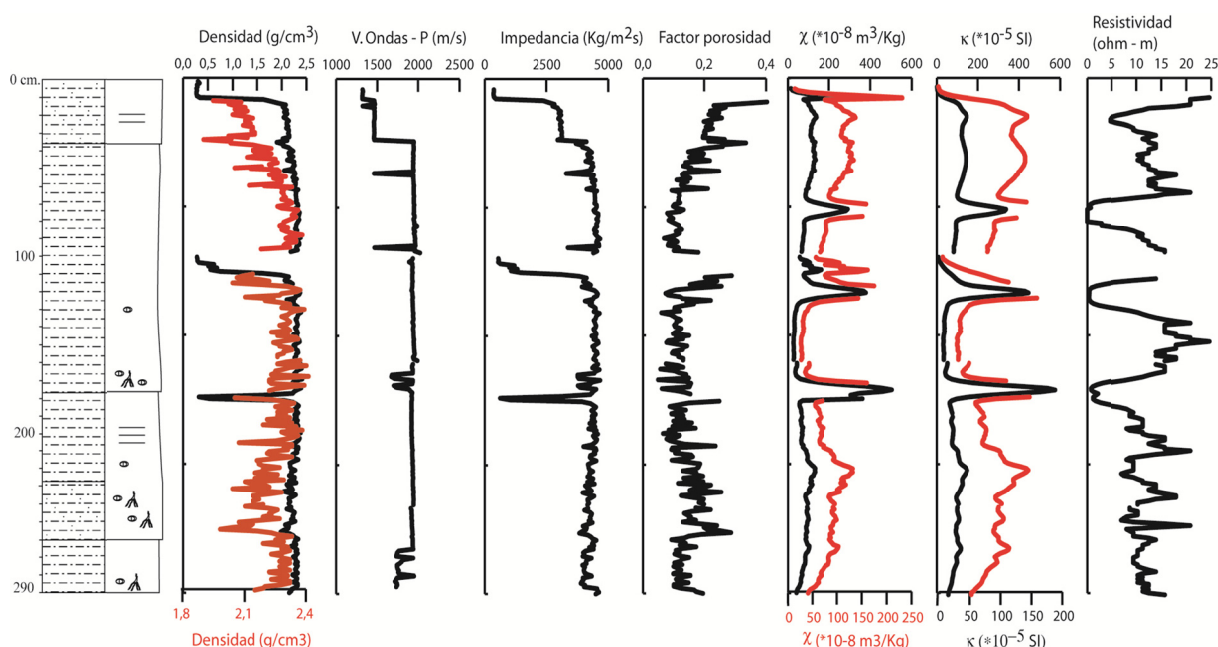


Figura A2.1.- Parámetros geofísicos del sondeo C1. Los valores de densidad menores a 1 g/cm³ se deben a la presencia de huecos.

A2.1.2. Sondeo C2

La densidad, susceptibilidad y resistividad muestran un descenso paulatino de sus valores en la vertical, lo que indica una disminución progresiva de minerales detríticos, fundamentalmente arcillas, hasta los niveles de turbas (Fig. A2.2). Dentro de las turbas se observa el ascenso de la densidad y resistividad, aunque los valores de susceptibilidad se mantienen relativamente bajos. Todo ello, parece coincidir con la presencia de un fango carbonático alrededor de 170 cm.

A continuación, la densidad presenta un descenso relativo y la susceptibilidad aumenta de forma gradual, lo que indica que existe un aumento progresivo de los minerales magnéticos, normalmente asociados a entradas detríticas.

En torno a los 130 cm se produce un nuevo ascenso de la densidad y de la susceptibilidad, reflejando el incremento progresivo de minerales detríticos.

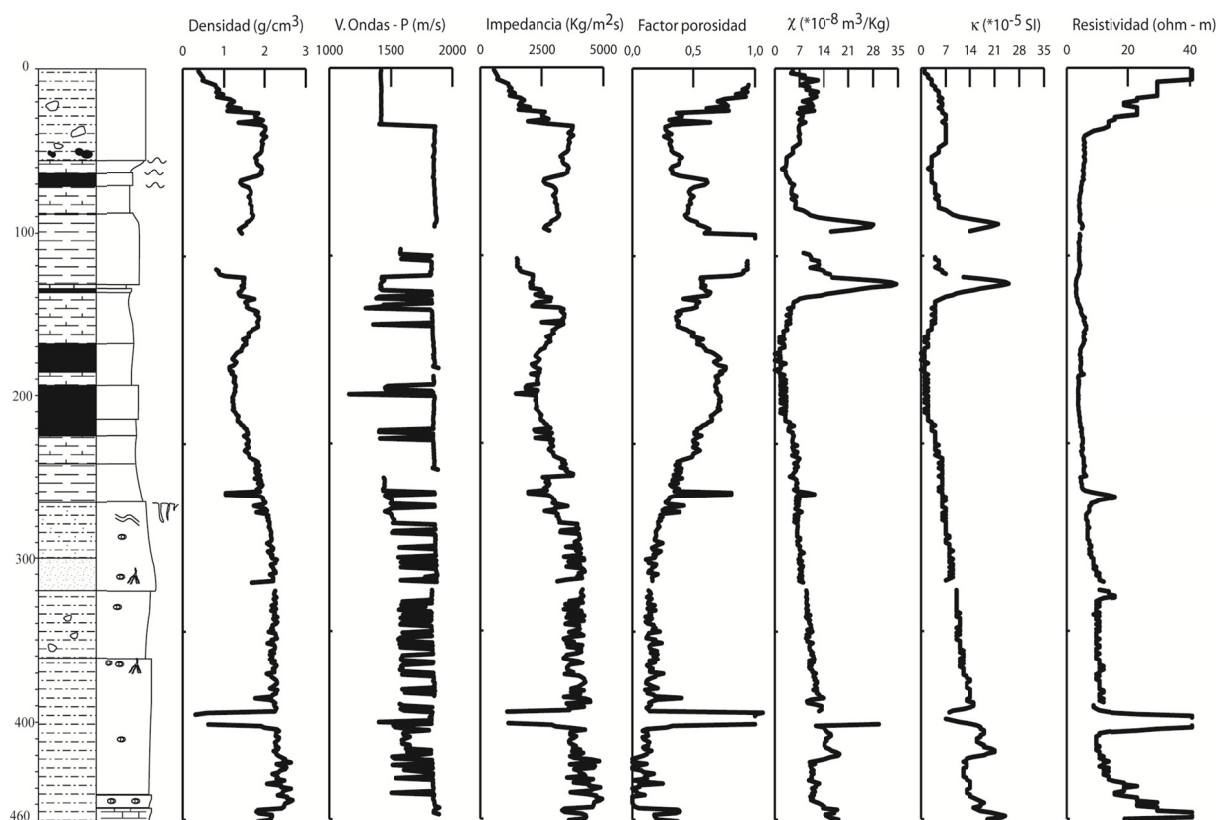


Figura A2.2.- Parámetros del sondeo C2. Las zonas sin datos corresponden a los cambios de maniobra.

Entre 125 y 100 cm hay una pérdida de sedimento por fluidificación, pero aún se distinguen valores de susceptibilidad relativamente altos. Posteriormente, se observa un nivel con baja susceptibilidad pero altos valores de densidad, que coincide con los depósitos de fangos carbonáticos. El último nivel turboso (64 – 72 cm) coincide con un descenso de la densidad y un aumento relativo de susceptibilidad y resistividad respecto a los niveles turbosos anteriores, lo que viene a indicar una mayor influencia de los depósitos aluviales sobre los lacustres.

Finalmente, un aumento de la densidad, susceptibilidad y resistividad marca la presencia de depósitos detríticos.

A2.1.3. Sondeo C3

La parte inferior del sondeo (460 – 185 cm) muestra valores de densidad media altos y muy constantes (Fig. A2.3). Dentro de estos depósitos se distinguen dos picos claros de susceptibilidad que hacia el techo disminuyen gradualmente y que coinciden con las mayores granulometrías, aunque se reconoce un pequeño aumento en torno a los 300 cm y descenso de la resistividad que se explica por la acumulación de minerales de hierro en sedimentos limosos-arcillosos durante la formación de un suelo.

A partir de los 210 cm se observa un descenso progresivo de la densidad y un aumento de porosidad, máxima en los depósitos turbosos. Dentro de los depósitos lacustres la susceptibilidad

magnética disminuye progresivamente hasta el nivel de fangos carbonáticos situado entre los 85 – 64 cm, posiblemente producido por la pérdida paulatina de la influencia detrítica. Dentro de los valores bajos de densidad y resistividad existe un aumento relativo de estos, seguramente producido por el aumento de la cantidad de carbonato y la disminución de los poros y el agua.

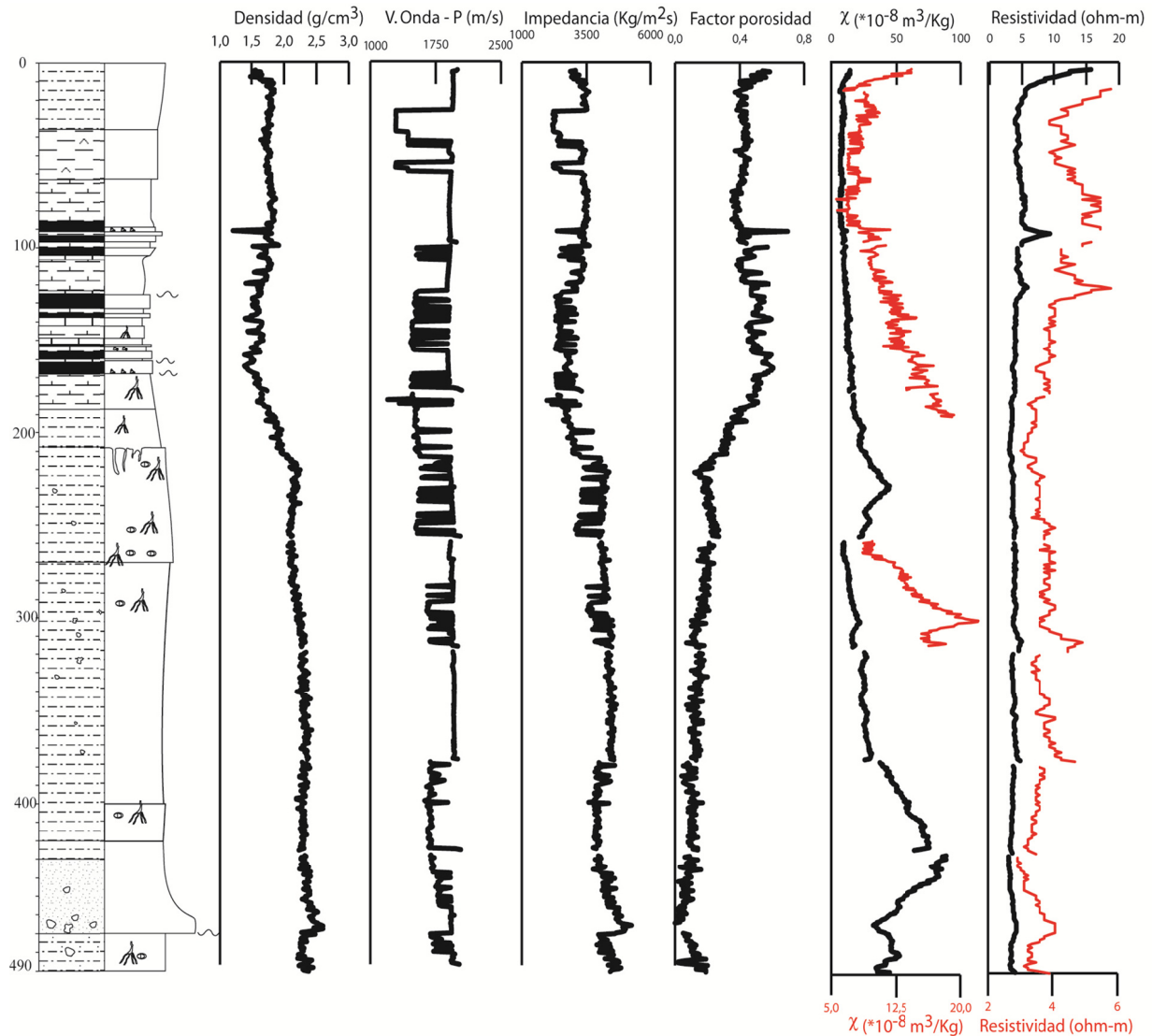


Figura A2.3.- Parámetros del sondeo C3. Las zonas sin datos corresponden a los cambios de maniobra o fracturas.

Finalmente, la densidad, susceptibilidad y resistividad aumentan en los limos, únicamente la presencia de yeso hace disminuir suavemente la densidad. Los últimos 10 cm corresponden al suelo actual, que se caracteriza por baja densidad e impedancia y alta porosidad, susceptibilidad y resistividad.

A2.1.4. Sondeo C4

Las arcillas de la parte inferior del sondeo se caracterizan por valores altos de densidad, impedancia, susceptibilidad magnética y resistividad (Fig. A2.4). Hacia el techo, hay un descenso de los parámetros físicos que marca el paso progresivo hacia los depósitos de ambiente lacustre (turba y fango; aunque este último presenta mayor resistividad y densidad).

Tras un mínimo de densidad ($1,20 \text{ g/cm}^3$) ésta asciende bruscamente mientras que la resistividad lo hace gradualmente, coincidiendo con un nivel de caráceas. A lo largo de los sedimentos lacustres (caráceas, fangos y turba) la susceptibilidad magnética es muy baja. Esto indica la escasa presencia de minerales ferro-magnéticos tanto procedentes de los ambientes aluviales del entorno como de minerales autigénicos (pirita), asegurando unas condiciones de lago estable y aguas oxigenadas.

A partir de los 220 cm hay un nuevo descenso gradual de la densidad y de la resistividad, además de un ligero ascenso de la susceptibilidad, todo ello coincidiendo con el aumento de los niveles de turba. Desde 175 cm, la densidad vuelve a elevarse coincidiendo con la sedimentación de los niveles de caráceas y fangos carbonáticos, aunque a partir de los 145 cm vuelve a bajar de forma escalonada, debido al aumento de restos carbonosos. En estos dos niveles los valores de resistividad son bajos, posiblemente debido a la presencia de agua en sus poros.

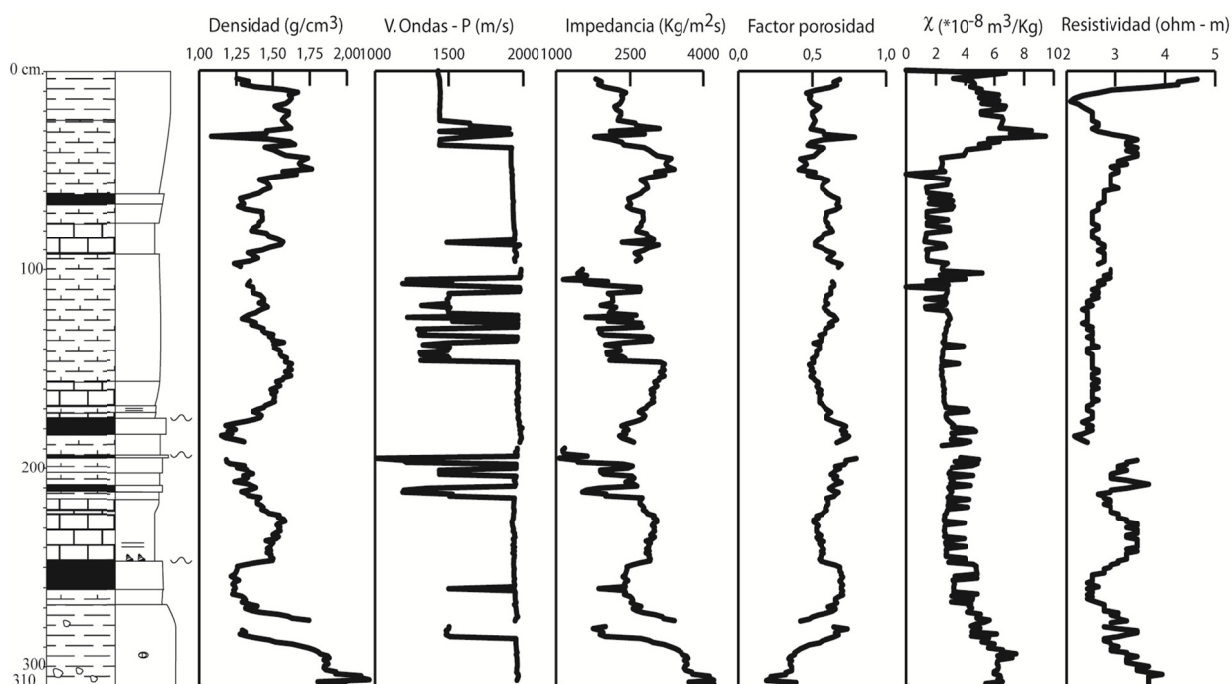


Figura A2.4.- Parámetros del sondeo C4. Las zonas sin datos corresponden a los cambios de maniobra o fracturas.

En el último nivel de caráceas, la densidad tiene valores altos, la susceptibilidad sigue manteniéndose baja y la resistividad comienza a ascender. Posteriormente, hay un descenso de densidad y aumento de porosidad hasta el nivel de turba. Progresivamente la resistividad aumenta porque también lo hace la cantidad relativa de carbonato o de minerales detríticos.

Posteriormente los fangos se caracterizan por un cambio brusco de la densidad, aunque el resto de factores mantienen la misma tendencia que se observaba en los niveles anteriores. Así, la susceptibilidad conserva los valores bajos hasta los 45 cm, a partir de los cuales, aumenta rápidamente coincidiendo con los valores altos de resistividad. Esto confirma un aumento de minerales detríticos, seguramente arcillas. En el tramo final de los fangos hay un descenso brusco de la densidad, susceptibilidad y resistividad, lo que parece marcar una tendencia hacia condiciones más profundas.

Por último las arcillas coinciden con el descenso de la susceptibilidad que indica que el contenido en carbonato es alto dentro del depósito. En el techo se observa una bajada de la densidad y ascenso de la resistividad y susceptibilidad, coincidiendo con el desarrollo de un suelo.

A2.1.5. Sondeo C5

El comportamiento general de la susceptibilidad magnética dentro del paquete de arenas señala el descenso gradual de la granulometría (Fig. A2.5). En su base se observa un fuerte pico de la susceptibilidad, que se corresponde con la acumulación de minerales pesados. Igualmente hay un pequeño ascenso en el nivel de materia orgánica donde se han podido acumular o formar algún mineral ferro- magnético. Por otro lado, las arenas presentan baja resistividad debido a la gran cantidad de agua intersticial. En la parte superior donde se han acumulado los limos pardos hay valores altos de resistividad, susceptibilidad y baja densidad, relacionandos al suelo actual.

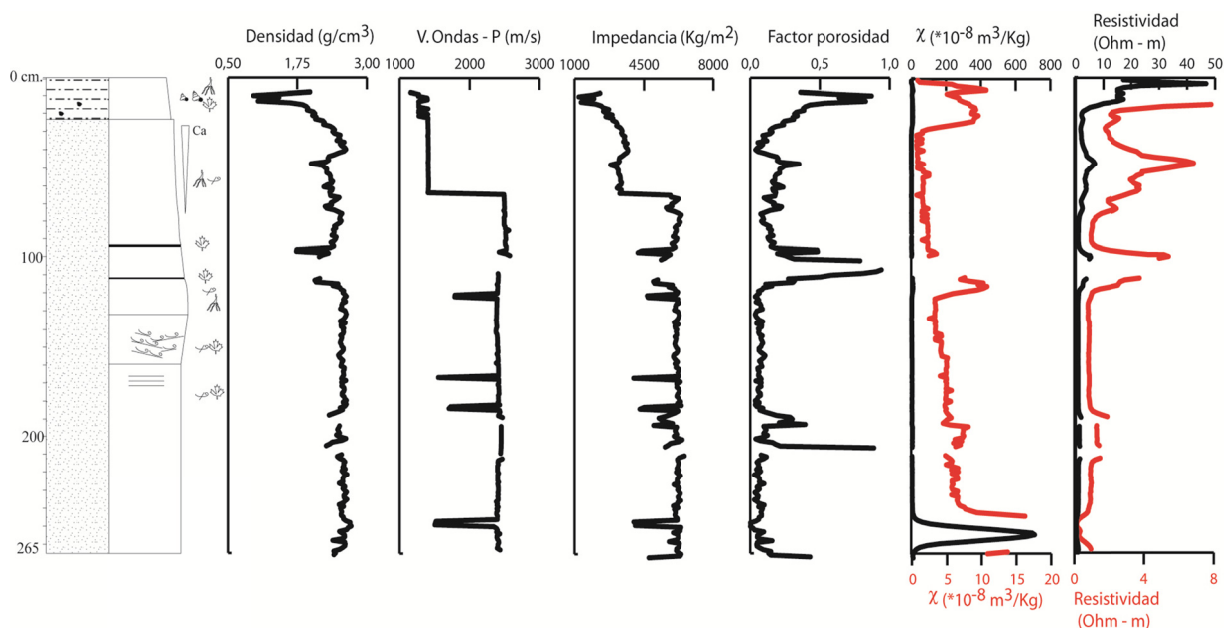


Figura A2.5.- Parámetros del sondeo C5. Las zonas sin datos corresponden a los cambios de maniobra o fracturas.

A2.1.6. Sondeo C6

A través de las arenas los valores de densidad y susceptibilidad magnética mantienen unos valores muy constantes, en torno a 2 g/cm^3 y $1 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{Kg}$ respectivamente (Fig. A2.6). Las variaciones que se observan están relacionadas a la acumulación de rizoconcrecciones, que dan como resultado el descenso de la densidad y ascenso de la susceptibilidad. La resistividad desciende paulatinamente según disminuye la granulometría y aumenta el contenido de arcillas.

Los depósitos más finos, limos, arcillas y fangos, muestran un paulatino descenso de la densidad, mientras que la susceptibilidad magnética se eleva hasta los limos pardo-rojizos y el suelo, donde coincide con valores de mayor resistividad. Tras el suelo, desciende tanto la resistividad como la susceptibilidad magnética en los depósitos lacustres.

Finalmente, en la parte superior del testigo, los depósitos arcillosos y limosos se caracterizan por un aumento de la susceptibilidad y resistividad y una disminución gradual de la densidad, que marcan el aumento gradual de la granulometría y de aportes detríticos. Además se reconoce la presencia de un suelo que viene marcado por un pico brusco de susceptibilidad y caída de la resistividad.

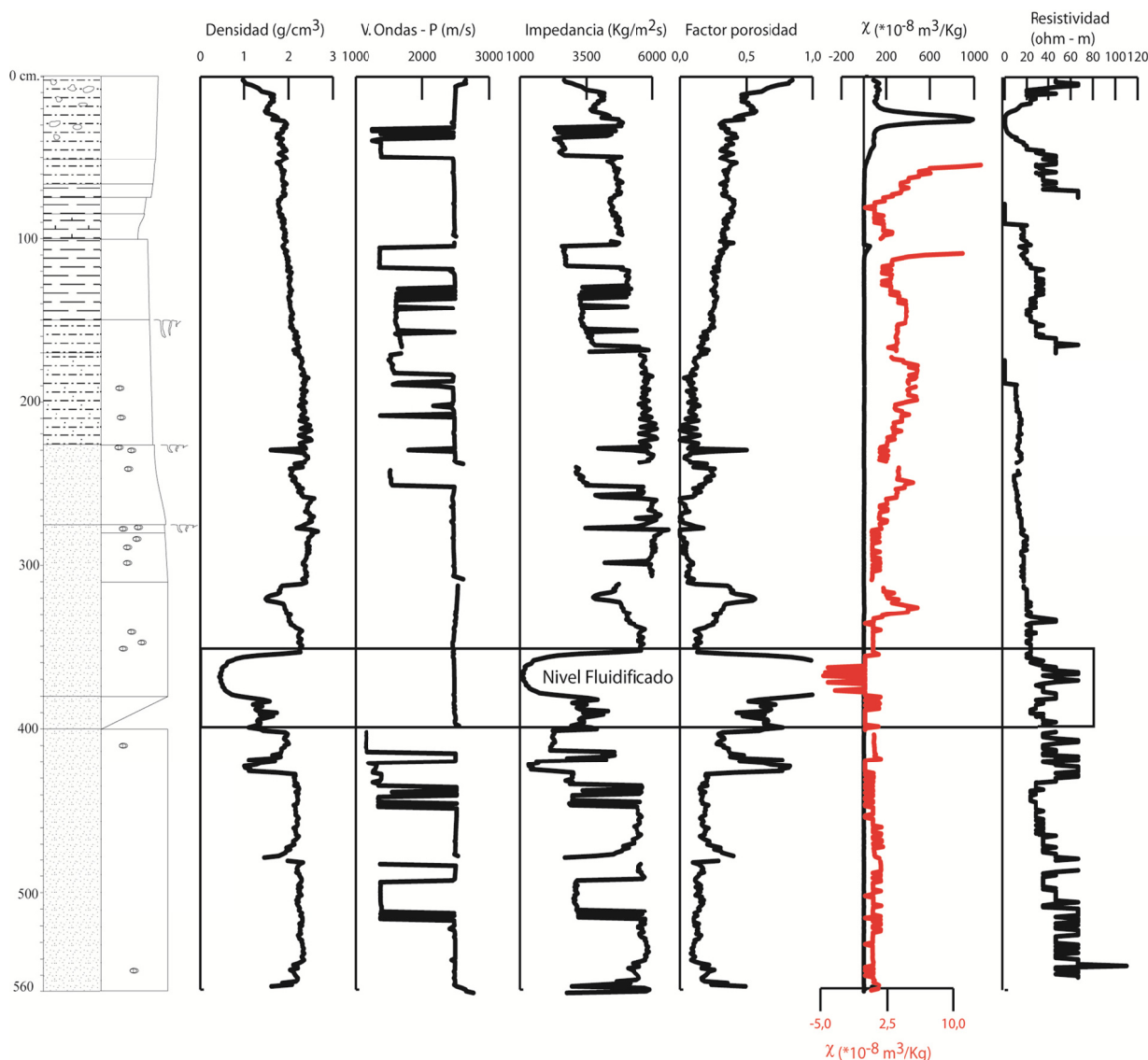


Figura A2.6.- Parámetros del sondeo C6. Las zonas sin datos corresponden a los cambios de maniobra o fracturas. Alrededor de los 380 cm existe un nivel fluidificado y deformando tras la extracción de la maniobra

A2.1.7. Sondeo C7

La base del sondeo está compuesta por limos y arcillas con valores de densidad constantes de 2 g/cm^3 (Fig. A2.7). El paso a los depósitos de turba se produce de forma abrupta hasta alcanzar una densidad en torno a $1,1 \text{ g/cm}^3$. La susceptibilidad magnética y resistividad señalan el descenso de los minerales detríticos aunque la resistividad muestra la heterogeneidad del tramo carbonatado. Finalmente, a techo de las arcillas negras hay una acumulación de los óxidos de hierro que se reconoce por altos valores de susceptibilidad y baja resistividad.

A lo largo de los depósitos de turba la susceptibilidad presenta valores bajos y muy constantes señalando la homogeneidad del depósito y la ausencia de minerales ferro-magnéticos. La resistividad por el contrario permite distinguir varios tramos, de los cuales el inferior presenta mayor resistividad posiblemente debido a la menor porosidad.

Los tramos de arena vienen marcados por el aumento de la densidad. La escasa susceptibilidad y la elevación de la resistividad parecen señalar unas arenas silíceas con escasa matriz. Asociado a los

depósitos de turba suprayacentes se observa un nuevo descenso de la resistividad y densidad. El nivel arcilloso situado a 305 cm se caracteriza por el aumento de la susceptibilidad magnética.

El siguiente depósito de turba se caracteriza por presentar una base con parámetros de densidad y susceptibilidad constantes. Posteriormente tanto la densidad como la susceptibilidad aumentan, lo que indica el ascenso paulatino de la cantidad carbonato.

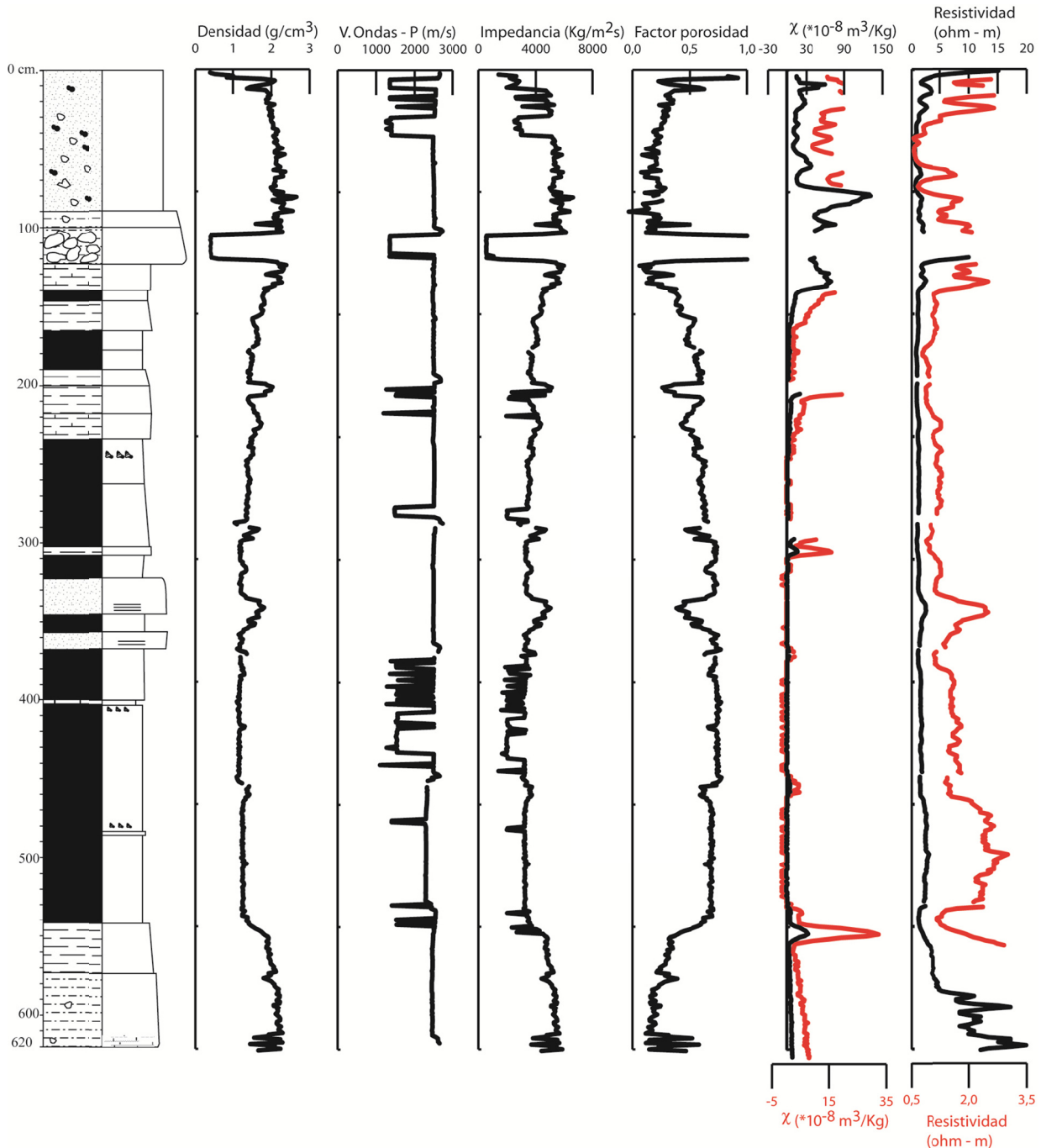


Figura A2.7.- Parámetros del sondeo C7. Las zonas sin datos corresponden a los cambios de maniobra o fracturas.

El tramo arcilloso situado alrededor de los 200 cm se caracteriza por el aumento de densidad y susceptibilidad magnética. El nuevo cambio a turbas está representado por un descenso de la susceptibilidad y la densidad pero con valores relativamente más altos que los niveles turbosos

precedentes, debido a la mayor cantidad de minerales detríticos. Finalmente, el aumento de minerales detríticos se reconoce por un aumento paulatino de la densidad, susceptibilidad y resistividad.

Los depósitos de relleno antrópico (0 – 125 cm) se caracterizan por parámetros muy variables.

A2.1.8. Sondeo C8

La base del sondeo se caracteriza por una baja susceptibilidad y elevada resistividad indicando que las arenas tienen escasa matriz arcillosa. Posteriormente, los depósitos lacustres, turbas, fangos y caráceas muestran valores bajos de densidad, susceptibilidad magnética y resistividad, concretamente, el nivel de caráceas presenta el mínimo de resistividad de los depósitos lacustres (Fig. A2.8).

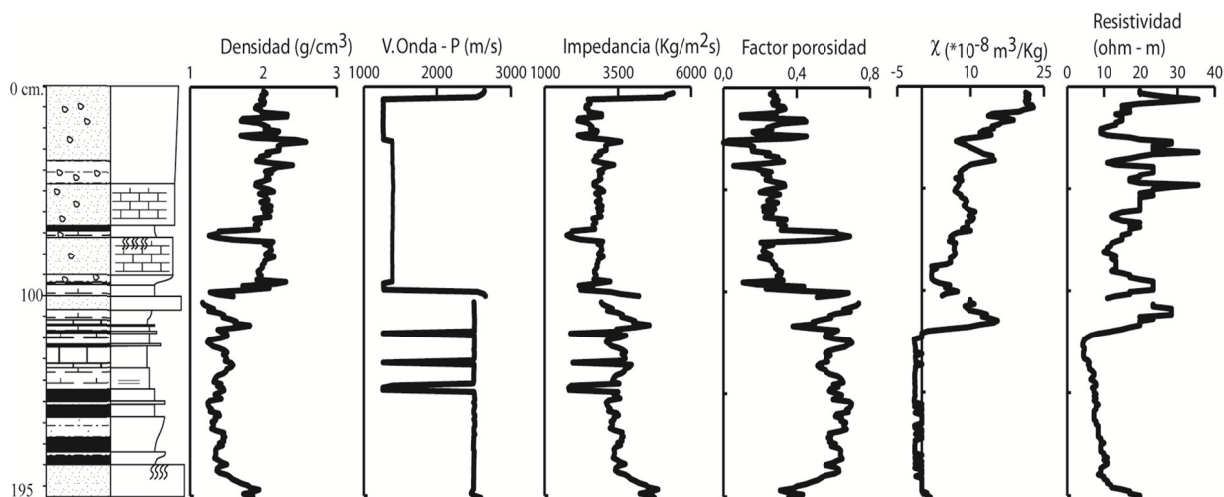


Figura A2.8.- Parámetros del sondeo C8. Las zonas sin datos corresponden a los cambios de maniobra o fracturas.

Hacia el techo, donde aumentan los elementos detríticos, se reconoce el incremento de la susceptibilidad y resistividad. Tras ello hay de nuevo un descenso gradual de la susceptibilidad señalando el paso gradual a depósitos lacustres, aunque deben presentar una mineralogía más detrítica puesto que la resistividad no desciende.

Finalmente los depósitos arenosos parcialmente cementados se caracterizan por la elevación de la densidad, susceptibilidad y resistividad con grandes variaciones aunque se reconoce el aumento gradual del tamaño de grano. Esta tendencia se ve interrumpida por el tramo turboso menos denso aunque con abundante cantidad de minerales ferro-magnéticos transportados o autigénicos.

A2.1.9. Sondeo C9

Este sondeo es principalmente limonítico, por ello la densidad presenta valores en torno a 2 g/cm³ y los valores de susceptibilidad superan los 100 *10⁻⁸ m³/Kg. La tendencia granocreciente de los depósitos se distingue por el aumento progresivo de la susceptibilidad (Fig. A2.9). El tramo arcilloso con cantos produce la deformación de los parámetros debido a su baja densidad.

Los depósitos de relleno (60 – 0 cm) se caracterizan por presentar parámetros muy variables.

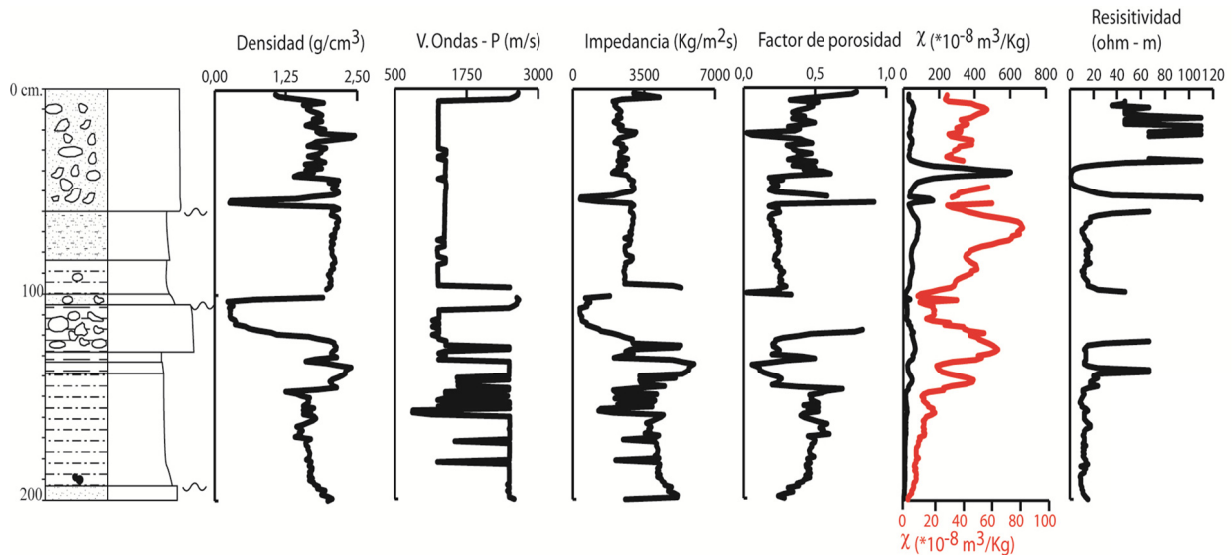


Figura A2.9.- Parámetros del sondeo C9. Las zonas sin datos corresponden a los cambios de maniobra o fracturas.

A2.1.10. Sondeo C10

La base del sondeo está compuesta por litologías turbosas y carbonatadas con escasa densidad, susceptibilidad y resistividad (Fig. A2.10). El paso al nivel arcilloso se produce de forma abrupta como muestra la densidad, aunque la susceptibilidad y la resistividad lo hacen de forma gradual. Las arcillas presentan una sedimentación muy homogénea, por lo que los distintos parámetros son muy constantes. El límite entre las arcillas y los limos es muy brusco y se caracteriza por un nuevo ascenso de la densidad y susceptibilidad y un fuerte pico de resistividad.

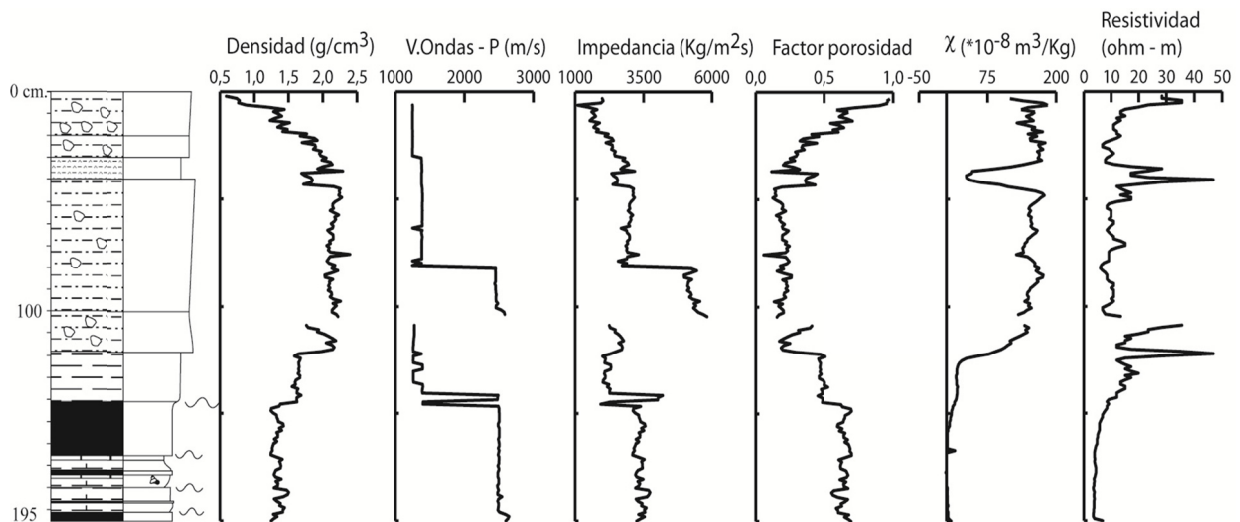


Figura A2.10.- Parámetros del sondeo C10. Las zonas sin datos corresponden a los cambios de maniobra o fracturas.

La densidad de los limos no permite distinguir variaciones significativas mientras la susceptibilidad y resistividad indican tramos más arcillosos con menor susceptibilidad y mayor resistividad.

La presencia de un nivel limoso con carbonato a techo muestra menor densidad, susceptibilidad y altos valores de resistividad. Los depósitos de relleno que culminan el sondeo tienen alta porosidad.

A2.2. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS MSCL

Los datos geofísicos obtenidos del MSCL tienen como objetivo la caracterización de los depósitos holocenos a escala centimétrica, de forma que se puedan distinguir las pequeñas variaciones de los ambientes de sedimentación. Además, esta caracterización permite correlacionar los mismos depósitos entre dos o más sondeos, aunque generalmente la correlación es más sencilla cuando se trata de depósitos asociados a eventos esporádicos que afectan a toda la cuenca (tsunamis, volcánicos, inundaciones).

A2.2.1. Correlación geofísica y geoquímica

Para conocer la fiabilidad de los datos aportados por la caracterización geofísica se ha realizado la correlación entre la información física obtenida del MSCL y la información geoquímica, utilizando los datos geoquímicos de los sondeos C3, C7 y C10.

A2.2.1.1. Sondeo C3

La correlación bivalente entre los elementos y los diferentes parámetros geofísicos no ha permitido establecer una correlación directa significativa entre los componentes químicos y el comportamiento físico para todo el sondeo (Tabla A2.1).

El análisis conjunto de los parámetros físicos y químicos (Fig. A2.11.A) permite reconocer la existencia de dos niveles: un tramo inferior, con mayor contenido en Ca y C orgánico coincidiendo con una menor densidad, menor impedancia y mayores valores de susceptibilidad magnética específica, menor resistividad y mayor porosidad; y un tramo superior, más bajo en Ca y mayor contenido en Si, muestra una mayor densidad, mayor volumen de susceptibilidad y resistividad. Todo ello demuestra que existe una relación entre propiedades físicas y químicas, pero seguramente no sea un único elemento el que determine la relación entre las medias geofísicas y las geoquímicas, por ello que se ha llevado a cabo un análisis de componentes principales (Fig. A2.11.B).

Igual que lo observado en las columnas geoquímicas, el análisis de componentes principales muestra que una parte de los valores de susceptibilidad magnética se deben a la acumulación de carbonato (Ca, C inorgánico y Sr) y que son inversamente proporcionales a la llegada de detríticos (Fig. A2.11.B). En menor medida, la susceptibilidad también se asocia a la acumulación de materia orgánica (C orgánico y P).

La densidad de bloque depende de la acumulación de elementos detríticos (Si, Al, Fe, Mg, Na, K, Ti, Ba y B) y de Mn (que se asocia a la oxigenación de la lámina de agua). La acumulación de materia orgánica es inversamente proporcional a la acumulación de Mn, y por tanto, los valores de densidad son más bajos cuanto mayor sea la acumulación de materia orgánica y la porosidad. Así, coincidiendo con otros autores (Avnimelech *et al.*, 2001) encontramos que la densidad de bloque presenta una correlación logarítmica con el contenido de materia orgánica (coeficiente de correlación del 0,78 %) (Fig. A2.12).

El doble origen que tienen propiedades como la densidad o la susceptibilidad magnética puede deberse a que el análisis estadístico se ha realizado sobre todo el sondeo mezclando diferentes ambientes, como son el aluvial o el lacustre.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	PPC	B	S	V. Ond.	Den	χ	Imp	FP	RES	κ
SiO ₂	1,00																						
Al ₂ O ₃	1,00	1,00																					
Fe ₂ O ₃	0,94	0,93	1,00																				
CaO	<u>-0,97</u>	<u>-0,97</u>	<u>-0,91</u>	1,00																			
MgO	0,96	0,96	0,89	<u>-0,92</u>	1,00																		
Na ₂ O	0,89	0,89	0,84	<u>-0,85</u>	0,85	1,00																	
K ₂ O	0,99	0,99	0,93	<u>-0,96</u>	0,95	0,82	1,00																
Cr ₂ O ₃	0,51	0,52	0,32	-0,53	0,51	0,61	0,45	1,00															
TiO ₂	0,99	0,99	0,93	<u>-0,97</u>	0,97	0,81	0,99	0,09	1,00														
MnO	-0,16	-0,15	-0,09	0,22	-0,09	0,08	-0,20	-0,05	-0,35	1,00													
P ₂ O ₅	0,56	0,55	0,59	-0,69	0,45	0,38	0,59	0,40	0,69	-0,29	1,00												
SrO	<u>-0,81</u>	<u>-0,80</u>	<u>-0,80</u>	0,85	<u>-0,72</u>	-0,56	<u>-0,84</u>	-0,27	<u>-0,89</u>	0,48	<u>-0,74</u>	1,00											
BaO	0,88	0,89	0,81	<u>-0,85</u>	0,85	0,84	0,85	0,54	0,81	-0,04	0,40	-0,63	1,00										
PPC	<u>-0,95</u>	<u>-0,95</u>	<u>-0,92</u>	0,87	<u>-0,94</u>	<u>-0,86</u>	<u>-0,95</u>	-0,42	<u>-0,96</u>	0,06	-0,37	0,71	<u>-0,84</u>	1,00									
B	0,91	0,90	0,87	<u>-0,92</u>	0,89	0,66	0,94	0,13	<u>0,92</u>	-0,41	0,50	<u>-0,87</u>	0,72	<u>-0,85</u>	1,00								
S	-0,03	-0,07	0,15	-0,04	-0,14	-0,24	0,02	-0,32	0,11	-0,31	0,46	-0,30	-0,20	0,07	0,14	1,00							
V. Ond.	-0,07	-0,07	-0,06	0,08	-0,13	-0,03	-0,08	-0,27	-0,09	-0,17	-0,02	0,06	-0,05	0,06	-0,26	0,07	1,00						
Den	0,41	0,42	0,44	-0,32	0,47	0,56	0,36	0,10	0,29	0,20	-0,11	-0,14	0,43	-0,50	0,29	-0,30	0,12	1,00					
χ	<u>-0,52</u>	<u>-0,53</u>	<u>-0,52</u>	0,45	<u>-0,57</u>	<u>-0,66</u>	-0,46	-0,38	-0,39	-0,13	0,03	0,24	-0,58	0,56	-0,34	0,37	-0,09	<u>-0,84</u>	1,00				
Imp	0,05	0,05	0,11	0,00	0,03	0,16	0,02	-0,18	-0,08	0,12	-0,15	0,06	0,16	-0,12	-0,12	-0,04	0,69	0,55	-0,48	1,00			
FP	-0,36	-0,37	-0,41	0,27	-0,40	-0,51	-0,32	-0,10	-0,22	-0,22	0,12	0,12	-0,39	0,46	-0,29	0,26	-0,01	<u>-0,92</u>	0,78	-0,47	1,00		
RES	-0,14	-0,12	-0,23	0,15	-0,14	-0,10	-0,15	-0,44	-0,09	-0,21	-0,26	0,10	0,01	0,12	-0,18	-0,11	0,27	-0,01	0,02	0,21	0,04	1,00	
κ	0,10	0,07	0,13	-0,10	0,02	-0,11	0,15	-0,28	0,16	-0,12	0,35	-0,27	-0,10	-0,09	0,44	0,49	-0,25	-0,43	0,64	-0,45	0,35	-0,16	1,00

Tabla A2.1.- Correlación de los elementos del sondeo C3 según el coeficiente de correlación de Pearson.

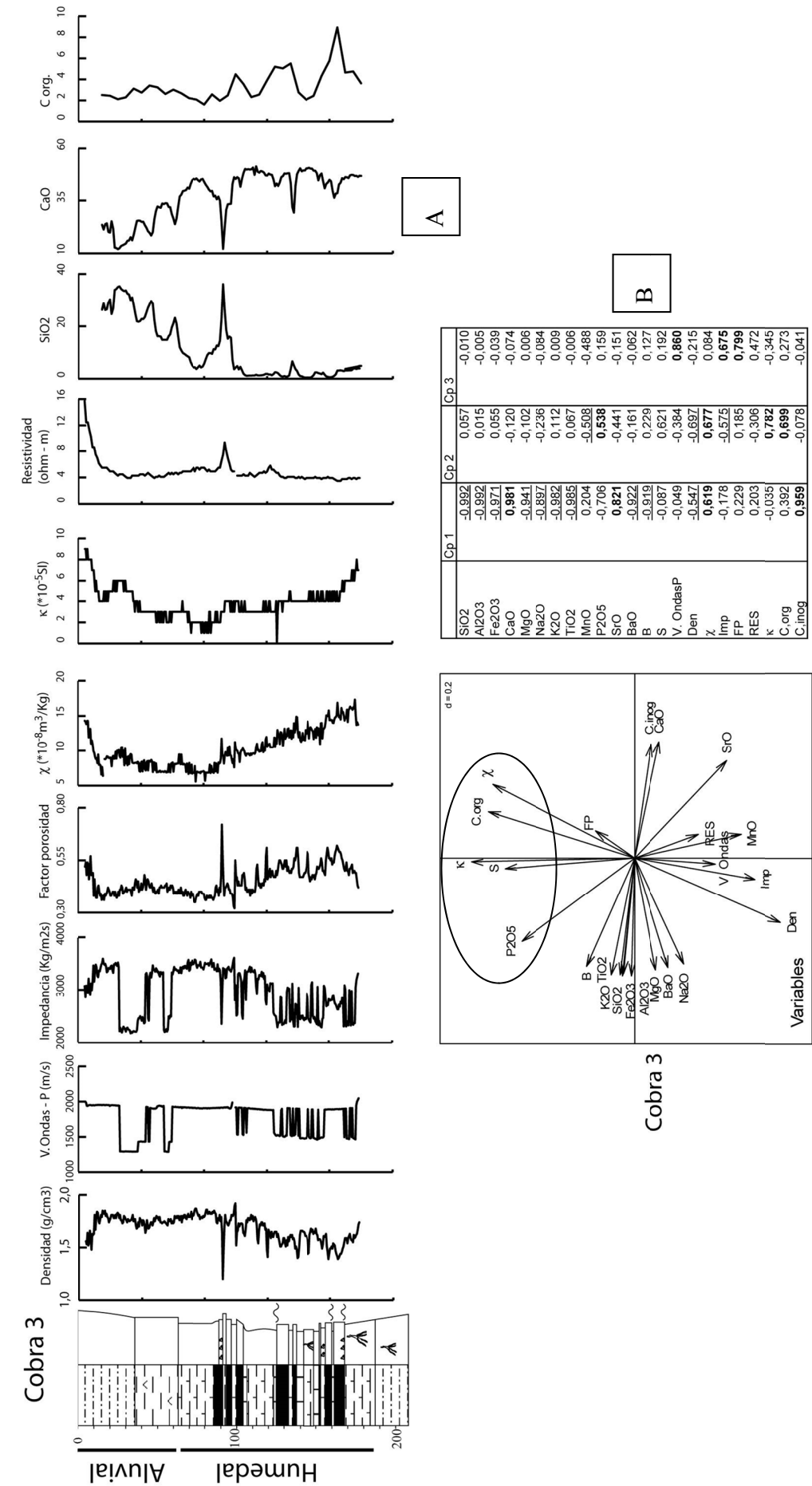


Figura A2.11.- A) Representación de los datos físicos y elementos geoquímicos principales; B) Representación de las variables del análisis de componentes principales y los valores de éstas.

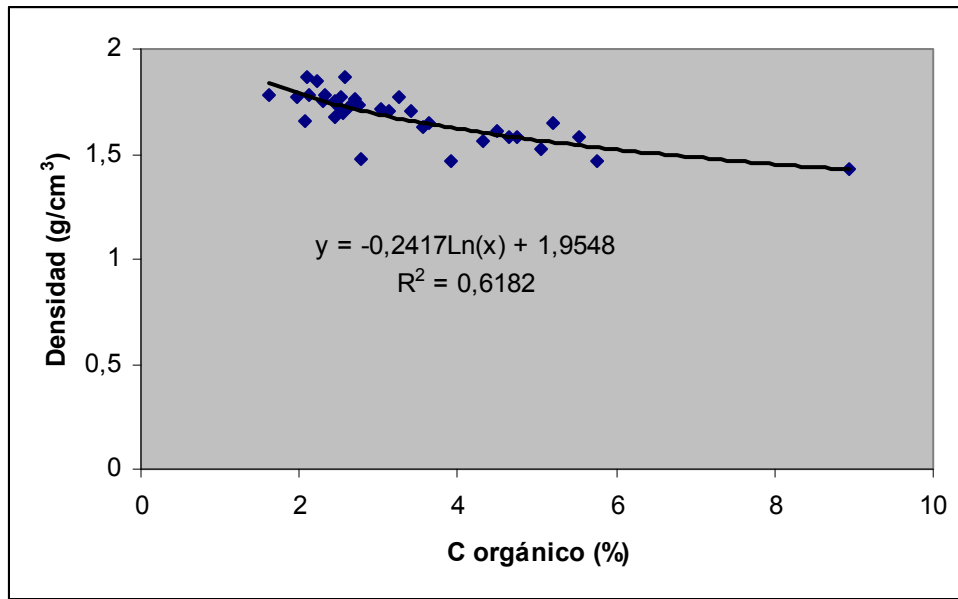


Figura A2.12.- Correlación entre C orgánico y densidad de bloque de los depósitos del sondeo C3.

Así, dentro del humedal la relación muestra que las acumulaciones de materia orgánica o carbonato corresponden a valores más altos de susceptibilidad magnética, aunque siempre dentro de los valores característicos de materiales diamagnéticos y paramagnéticos, debidos a minerales como calcita, dolomita o piritita (Fig. A2.13). Este comportamiento es inverso a la llegada de aportes detríticos, que producen un aumento de la densidad y descenso de la susceptibilidad magnética. Estos aportes detríticos contienen una baja cantidad de minerales magnéticos y ligeramente resistivos, posiblemente debido a la alta abundancia de la sílice y escasa presencia de minerales arcillosos. Entre los depósitos de turba o de carbonato la densidad es más alta en aquellos sedimentos donde existe mayor concentración de carbonato y baja cuando predominan los depósitos turbosos.

En los depósitos aluviales se observa que la presencia de minerales detríticos (Si, Al, Fe, Mg, K, Ti P, y B) produce un aumento de la susceptibilidad magnética (tanto específica como en volumen), debido posiblemente a la llegada de mineralogías más magnéticas, como hematites, o minerales de la arcilla (illita, clorita o caolinita) (Fig. A2.13). La segunda componente señala la existencia de un vínculo entre las características salinas y las propiedades de densidad de bloque y de velocidad de las ondas-P.

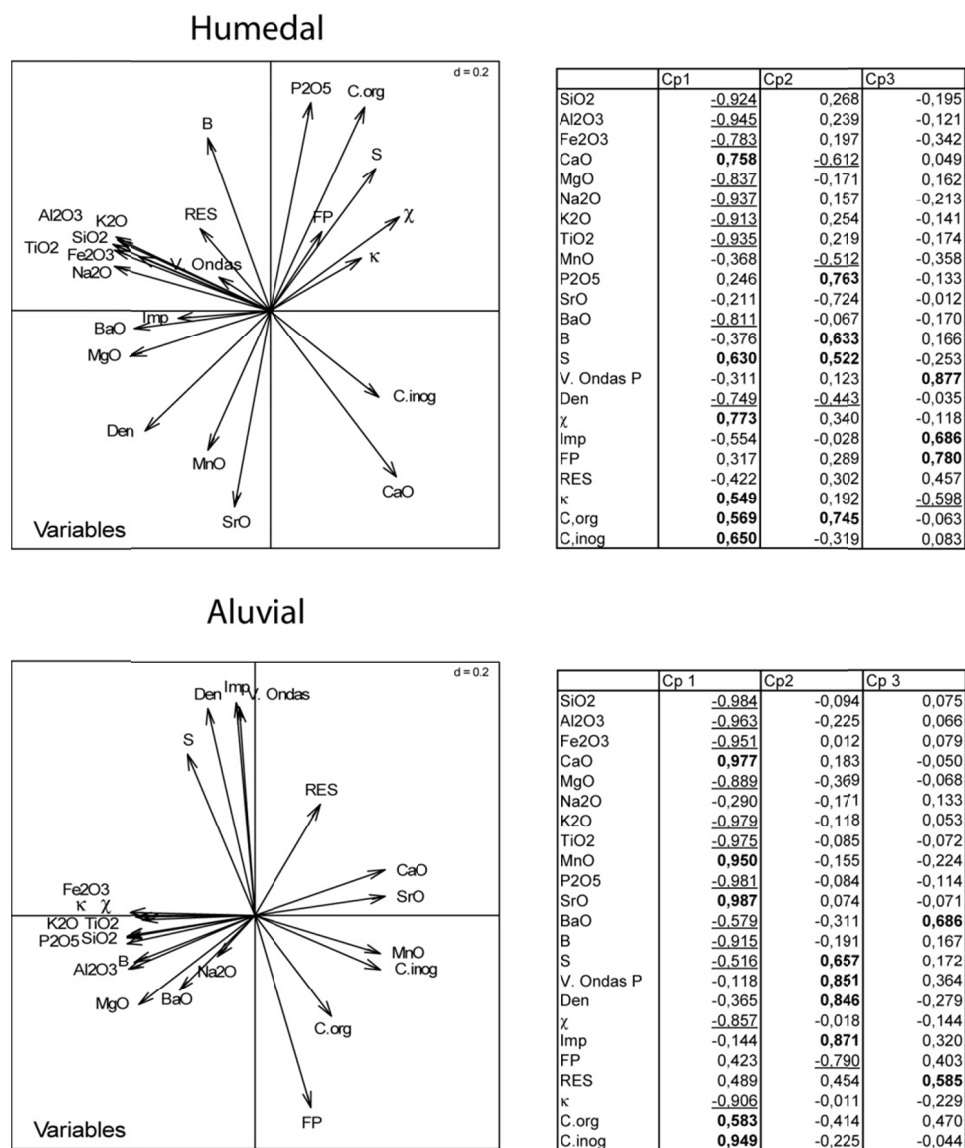


Figura A2.13.- Análisis multivariante de cada uno de los tipos de depósitos, lacustre y aluvial, del sondeo C3.

A2.2.1.2. Sondeo C7

El análisis geoquímico del sondeo C7 se ha realizado sobre los depósitos de ambiente lacustre, que se caracterizan por un alto contenido en materia orgánica. La correlación bivalente entre las propiedades físicas y químicas muestra que una parte de la susceptibilidad magnética y la densidad dependen de la cantidad de P y C orgánico (Tabla A2.2). Aunque seguramente son un conjunto de elementos los que definan las características físicas, si observamos la relación entre la densidad de bloque y la cantidad de materia orgánica, igual que en el caso del sondeo C3, se evidencia una relación logarítmica ($R = 0,81$) entre ambas (Fig. A2.14).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	LOI	S	B	Cinor	Corg	V. Ondas P.	Den	χ	Imp	FP	Res	κ
SiO ₂	1,00																								
Al ₂ O ₃	0,94	1,00																							
Fe ₂ O ₃	0,58	0,60	1,00																						
CaO	<u>-0,61</u>	<u>-0,68</u>	<u>-0,64</u>	1,00																					
MgO	0,96	0,97	0,53	-0,62	1,00																				
Na ₂ O	0,77	0,90	0,50	<u>-0,71</u>	0,83	1,00																			
K ₂ O	0,94	0,92	0,69	-0,58	0,91	0,74	1,00																		
Cr ₂ O ₃	0,09	0,15	0,07	-0,06	0,17	0,13	0,08	1,00																	
TiO ₂	0,99	0,95	0,59	-0,66	0,97	0,79	0,94	0,11	1,00																
MnO	-0,23	-0,30	-0,22	0,75	-0,22	-0,34	-0,17	-0,08	-0,28	1,00															
P ₂ O ₅	0,22	0,34	0,08	0,02	0,25	0,42	0,25	0,02	0,17	0,15	1,00														
SrO	<u>-0,70</u>	<u>-0,69</u>	-0,65	0,91	<u>-0,69</u>	-0,64	-0,66	-0,08	<u>-0,75</u>	0,63	0,24	1,00													
BaO	0,83	0,86	0,42	-0,47	0,84	0,71	0,79	0,08	0,83	-0,18	0,37	-0,47	1,00												
LOI	<u>-0,73</u>	-0,62	-0,33	-0,06	-0,67	-0,39	<u>-0,73</u>	-0,06	-0,68	-0,34	-0,25	0,14	-0,63	1,00											
S	-0,01	0,00	0,65	-0,57	-0,06	0,01	0,07	0,01	0,05	-0,49	-0,46	-0,56	-0,16	0,34	1,00										
B	0,66	0,71	0,37	-0,45	0,71	0,60	0,61	0,17	0,65	-0,29	0,24	-0,44	0,60	-0,41	-0,03	1,00									
Cinor	-0,44	-0,53	-0,57	0,95	-0,46	-0,60	-0,43	-0,06	-0,50	0,75	0,05	0,83	-0,31	-0,22	-0,61	-0,30	1,00								
Corg	-0,39	-0,28	0,03	-0,48	-0,35	-0,08	-0,39	-0,04	-0,32	-0,62	-0,32	-0,30	-0,39	0,89	0,60	-0,29	-0,61	1,00							
V. Ondas P	-0,05	0,00	-0,12	-0,09	-0,06	0,07	-0,08	-0,15	-0,04	-0,18	0,12	0,02	0,06	0,18	-0,06	0,09	-0,05	-0,06	1,00						
Den	0,15	0,12	0,00	0,37	0,10	0,01	0,14	0,04	0,09	0,35	0,58	0,41	0,27	-0,48	-0,41	0,15	0,45	<u>-0,65</u>	-0,01	1,00					
χ	0,18	0,10	0,03	0,31	0,11	-0,05	0,15	-0,06	0,11	0,38	0,57	0,37	0,25	-0,43	-0,39	0,12	0,40	<u>-0,55</u>	-0,03	0,86	1,00				
Imp	0,11	0,12	-0,05	0,30	0,07	0,05	0,11	0,06	0,07	0,26	0,58	0,38	0,27	-0,36	-0,40	0,15	0,37	<u>-0,55</u>	0,08	0,88	0,74	1,00			
FP	-0,15	-0,12	0,00	-0,37	-0,10	-0,01	-0,14	-0,04	-0,09	-0,35	<u>-0,58</u>	-0,41	-0,27	0,48	0,41	-0,15	-0,45	0,65	0,01	<u>-1,00</u>	<u>-0,86</u>	<u>-0,88</u>	1,00		
Res	0,04	-0,01	-0,15	0,29	-0,02	-0,10	-0,01	-0,10	-0,01	0,20	0,51	0,39	0,18	-0,23	-0,39	0,08	0,34	-0,37	0,03	0,73	0,78	0,66	<u>-0,73</u>	1,00	
κ	0,17	0,09	0,03	0,30	0,10	-0,05	0,14	-0,06	0,10	0,36	<u>0,58</u>	0,37	0,25	-0,41	-0,38	0,12	0,38	-0,53	-0,02	0,88	1,00	0,76	<u>-0,88</u>	0,80	1,00

Tabla A2.2.- Correlación de los elementos de la Cobra 7 según el coeficiente de correlación de Pearson.

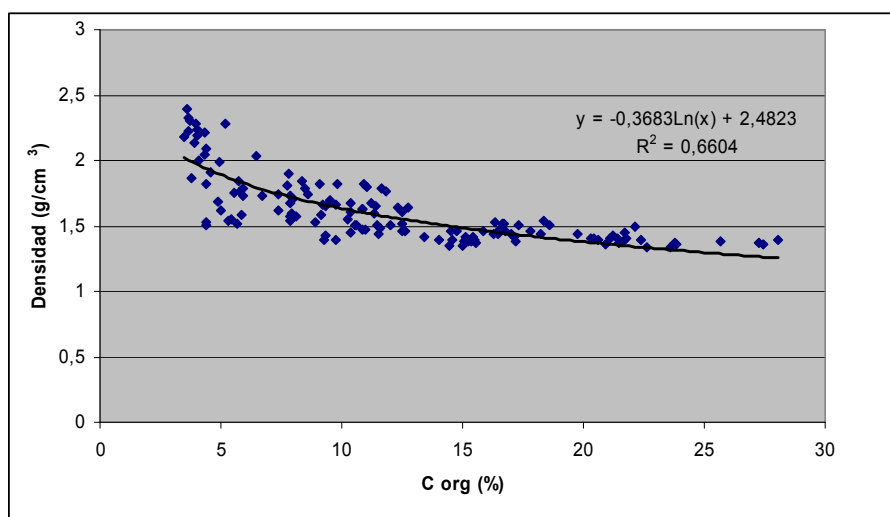


Figura A2.14.- Correlación entre C orgánico y densidad de bloque de los depósitos turbosos del sondeo C7.

Además, el análisis conjunto entre las propiedades físicas y químicas muestra que tanto la densidad como la susceptibilidad magnética (χ y κ) responden con valores altos cuando existe un fuerte aumento de los depósitos detríticos (Fig. A2.15.A). Del mismo modo, la resistividad parece reflejar las variaciones de los elementos siliciclásticos.

El análisis de componentes principales indica que, en general, la susceptibilidad, la densidad y la resistividad responden negativamente respecto a la acumulación de materia orgánica (C orgánico y S) y en menor medida, de forma positiva a la presencia de carbonatos (Mn, P, C inorgánico y Sr) (Fig. A2.15.B). Esto supone que, dentro del humedal, las litologías carbonáticas son más susceptibles de ser magnetizadas, son más densas y su resistividad a transmitir la electricidad es más elevada que los materiales turbosos. En general, dentro de estos depósitos lacustres, los elementos detríticos no afectan tanto a la densidad y susceptibilidad como el carbonato o la materia orgánica, porque el contenido medio de detríticos es menor respecto a los otros dos. Esta disposición solamente es interrumpida con los depósitos detríticos intermedios donde la susceptibilidad, densidad y resistividad sufren un fuerte aumento por la aparición de sílice, arcillas y yeso.

El aumento de resistividad de los depósitos arcillosos sobre la turba permite interpretar que las turbas y los fangos tienen abundantes poros rellenos de líquidos por lo que conducen la electricidad con mayor facilidad.

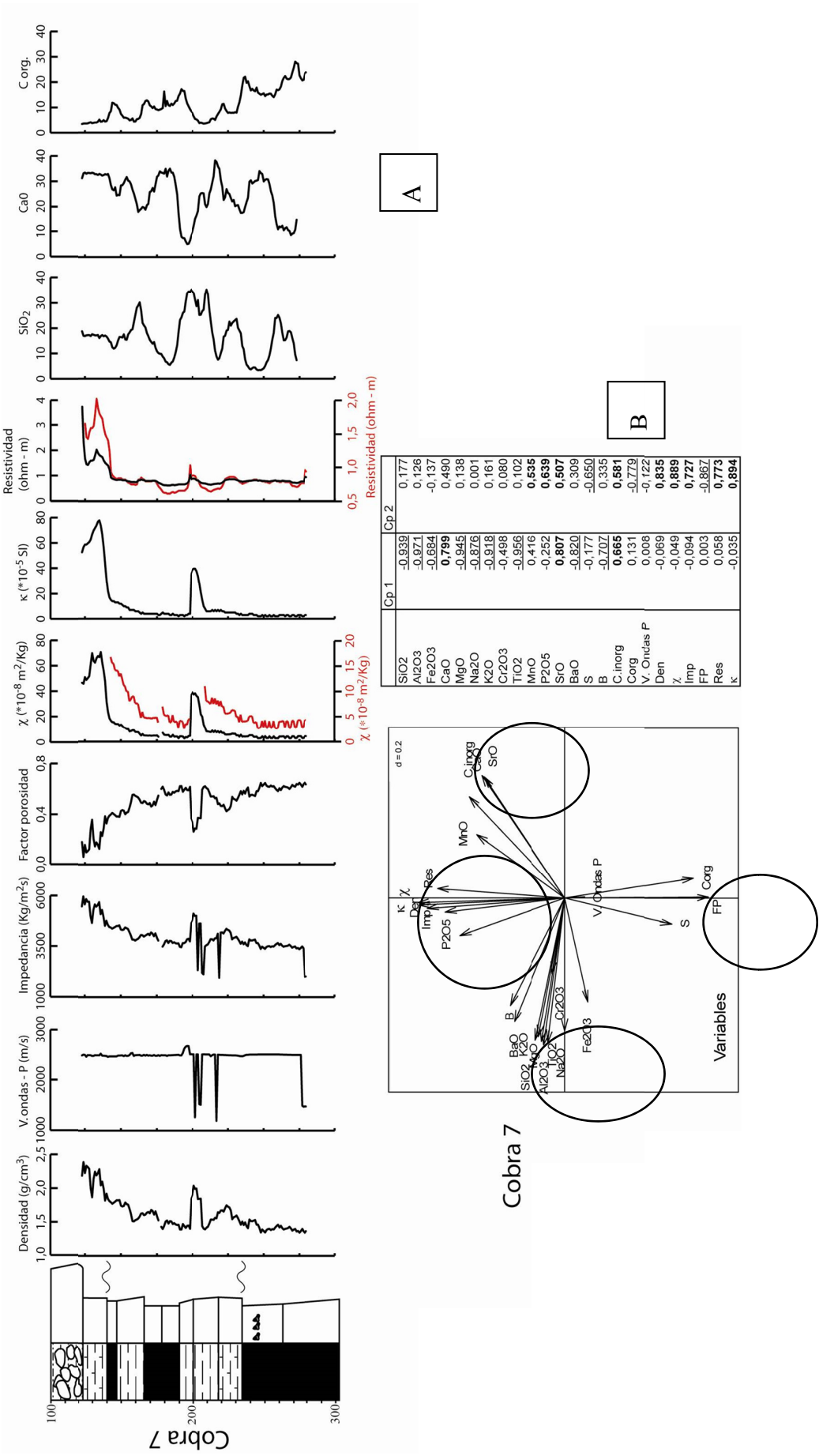


Figura A2.15.- A) Representación de los datos físicos y elementos geoquímicos principales; B) Representación de las variables del análisis de componentes principales y los valores de éstas.

A2.2.1.3. Sondeo C10

El análisis de las relaciones físicas y geoquímicas se ha realizado sobre depósitos de tres ambientes diferentes, lacustre, palustre y aluvial.

El análisis bivalente muestra una relación positiva entre los elementos detríticos y la susceptibilidad magnética y la densidad y una relación inversa respecto a los elementos carbonáticos y materia orgánica (Tabla A2.3). Los análisis bivalente y multivalente confirman la relación negativa entre la materia orgánica y densidad que se observan en los sondeos C3 y C7 (Tabla A2.3 y Fig. A2.15.B), por lo que a partir de las formulas obtenidas en los dos sondeos anteriores se ha reconstruido la curva de C orgánico para este sondeo, ya que no se ha podido medir directamente. La correlación entre las curvas supuestas y la perdida por calcinación señala que las proporciones relativas de C orgánico se corresponden, aproximadamente, con las cantidades esperables (Fig. A2.15. A). Así, comparando con los valores de los sedimentos aluviales del sondeo C3, los valores no se encuentran en el mismo rango (Tabla A2.4), es decir, estos valores no pueden ser utilizados cuantitativamente, pero sí indican el comportamiento que tiene el C orgánico respecto al resto de elementos, lo que se confirma con el análisis multivalente de los diferentes depósitos.

	Cobra 3		Cobra 7		Cobra 10. Formula Cobra 3		Cobra 10. Formula Cobra 7	
	μ	σ^2	μ	σ^2	μ	σ^2	μ	σ^2
Aluvial	2,75	0,15			0,86	5,60	3,36	12,10
Lacustre	3,69	2,85	11,32	38,88	12,81	10,99	22,33	14,02

Tabla A2.4.- Valores medios de C orgánico según el tipo de depósito aplicando las formulas obtenidas en los sondeos C3 y C7 en función de la densidad.

El análisis multivalente realizado sobre los depósitos lacustres (Fig. A2.16) indica que la densidad presenta valores altos cuando la cantidad de carbonato es mayor y el contenido de materia orgánica disminuye. Por otro lado, la susceptibilidad y la resistividad señalan la diferencia entre aportes detríticos y precipitación de carbonato, asociándose los minerales magnéticos a la entrada de aportes. Comparando el comportamiento de la susceptibilidad entre sedimentos similares de los sondeos C3 y C7, se observa que los detríticos que entran en humedal de Benicassim presentan mayor cantidad de minerales magnéticos que los elementos detríticos que entran en el humedal de Almenara, donde la susceptibilidad está asociada a los minerales magnéticos de la turba.

El análisis de los depósitos arcillosos de borde (palustres) señala la escasa capacidad de magnetizarse y transportar electricidad de las arcillas tipo esmectita, confirmando las conclusiones de Gvirtzman y Wieder, (2001) (Fig. A2.16.). Por el contrario, son los minerales detríticos arcillosos tipo illita y caolinita los que se asocian tanto a la susceptibilidad magnética como a la resistividad y la densidad.

Finalmente, en el caso de los depósitos aluviales se confirma la relación directa entre elementos detríticos y la susceptibilidad y la densidad. Además, la resistividad muestra valores más altos cuando se produce la precipitación de carbonato lo que, teniendo en cuenta el ambiente, se asocia a la formación de un suelo.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	SrO	BaO	PPC	B	S	V. Ondas P	Den	χ	Imp	FP	RES	κ
SiO ₂	1,00																						
Al ₂ O ₃	0,85	1,00																					
Fe ₂ O ₃	0,88	0,82	1,00																				
CaO	<u>-0,72</u>	<u>-0,84</u>	<u>-0,81</u>	1,00																			
MgO	0,29	0,46	0,23	-0,07	1,00																		
Na ₂ O	-0,50	-0,19	-0,36	-0,10	-0,32	1,00																	
K ₂ O	0,96	0,92	0,88	-0,73	0,46	-0,49	1,00																
Cr ₂ O ₃	0,10	0,03	0,09	-0,06	0,02	-0,10	0,08	1,00															
TiO ₂	0,97	0,93	0,89	<u>-0,80</u>	0,35	-0,38	0,98	0,11	1,00														
MnO	0,74	0,50	0,67	-0,46	0,08	-0,51	0,66	0,13	0,69	1,00													
P ₂ O ₅	0,53	0,80	0,62	<u>-0,74</u>	0,46	-0,02	0,67	0,02	0,64	0,19	1,00												
SrO	<u>-0,96</u>	<u>-0,84</u>	<u>-0,84</u>	0,73	-0,19	0,47	<u>-0,93</u>	-0,07	<u>-0,93</u>	-0,65	-0,57	1,00											
BaO	0,58	0,72	0,66	<u>-0,76</u>	0,23	0,01	0,64	-0,05	0,66	0,38	0,71	-0,56	1,00										
PPC	<u>-0,95</u>	<u>-0,75</u>	<u>-0,78</u>	0,49	-0,40	0,67	<u>-0,93</u>	-0,09	<u>-0,90</u>	<u>-0,73</u>	-0,40	0,90	-0,43	1,00									
B	0,18	0,49	0,29	-0,49	0,26	0,23	0,30	-0,05	0,29	-0,05	0,63	-0,20	0,50	-0,06	1,00								
S	<u>-0,87</u>	<u>-0,64</u>	<u>-0,66</u>	0,32	-0,36	0,77	<u>-0,84</u>	-0,07	<u>-0,80</u>	<u>-0,70</u>	-0,31	0,83	-0,32	0,96	0,04	1,00							
V. Ondas P	-0,59	-0,60	-0,52	0,43	-0,30	0,39	-0,65	-0,10	-0,60	-0,28	-0,54	0,63	-0,43	0,58	-0,35	0,58	1,00						
Den	0,90	0,68	0,77	-0,52	0,31	-0,61	0,86	0,07	0,84	0,75	0,39	<u>-0,84</u>	0,43	<u>-0,91</u>	0,06	<u>-0,86</u>	-0,48	1,00					
χ	0,90	0,60	0,75	-0,52	0,12	-0,58	0,80	0,08	0,82	0,78	0,29	<u>-0,86</u>	0,37	<u>-0,89</u>	-0,11	<u>-0,84</u>	-0,43	0,89	1,00				
Imp	0,10	-0,05	0,08	0,03	-0,04	-0,07	0,03	-0,06	0,07	0,28	-0,22	-0,03	-0,08	-0,13	-0,33	-0,10	0,70	0,27	0,26	1,00			
FP	<u>-0,90</u>	<u>-0,68</u>	<u>-0,76</u>	0,52	-0,31	0,61	<u>-0,86</u>	-0,07	<u>-0,84</u>	<u>-0,75</u>	-0,39	0,84	-0,43	0,91	-0,06	0,86	0,48	<u>-1,00</u>	<u>-0,89</u>	-0,27	1,00		
Res.	0,42	0,41	0,34	-0,29	0,06	-0,30	0,45	-0,01	0,41	0,16	0,37	-0,52	0,29	-0,41	0,22	-0,46	-0,54	0,30	0,28	-0,32	-0,29	1,00	
κ	0,89	0,58	0,73	-0,50	0,12	-0,57	0,78	0,07	0,80	0,79	0,26	<u>-0,84</u>	0,36	<u>-0,88</u>	-0,13	<u>-0,83</u>	-0,39	0,91	0,99	0,31	<u>-0,91</u>	0,22	1,00

Tabla A2.3.- Correlación de los elementos de la Cobra 10 según el coeficiente de correlación de Pearson.

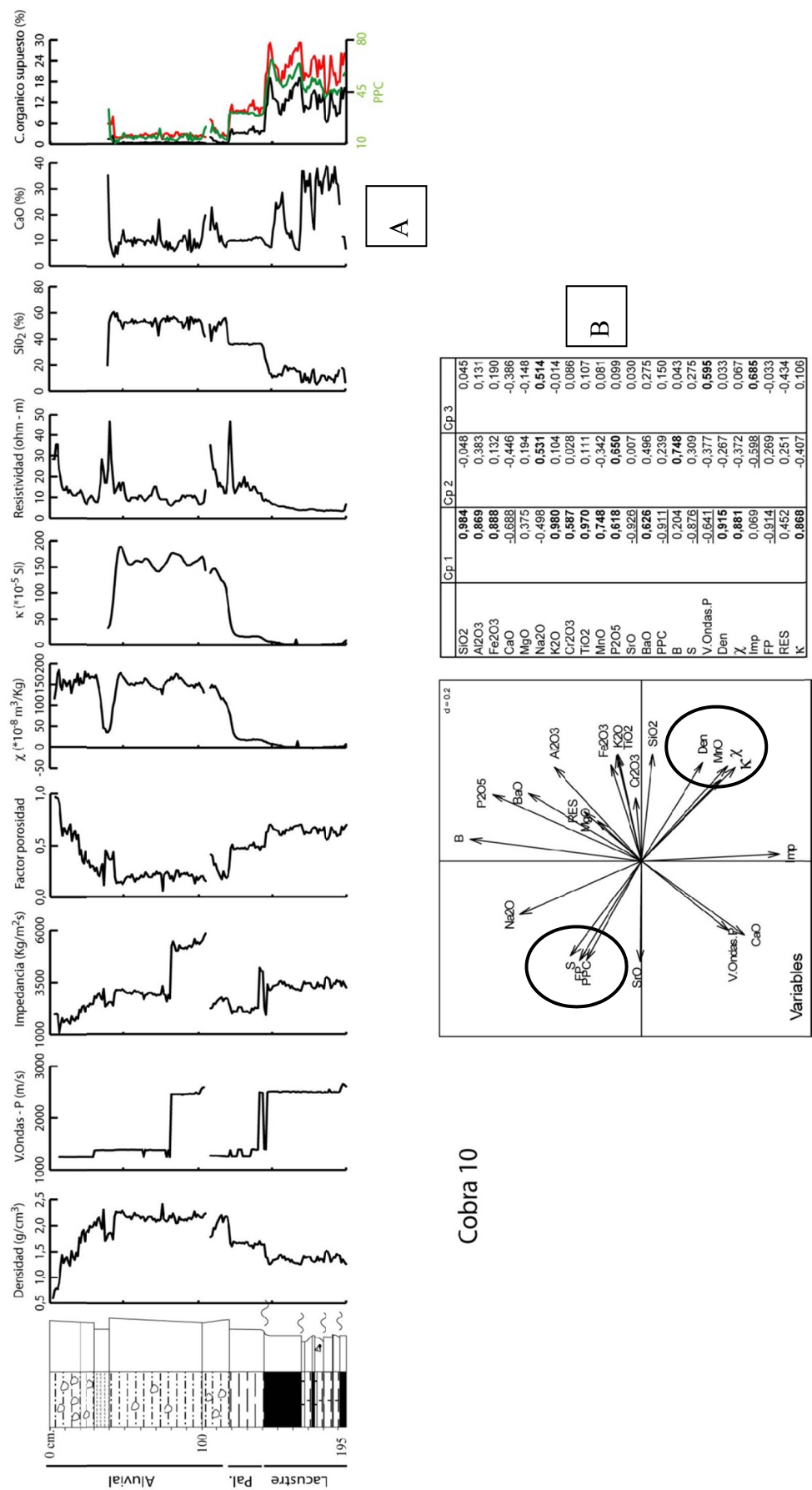


Figura A2.15.- A) Representación de los datos físicos y elementos geoquímicos principales. Cálculo de la cantidad de C orgánico a partir de la densidad de bloque y relación con la pérdida de calcinación (PPC); B) Representación de las variables del análisis de componentes principales y los valores de éstas

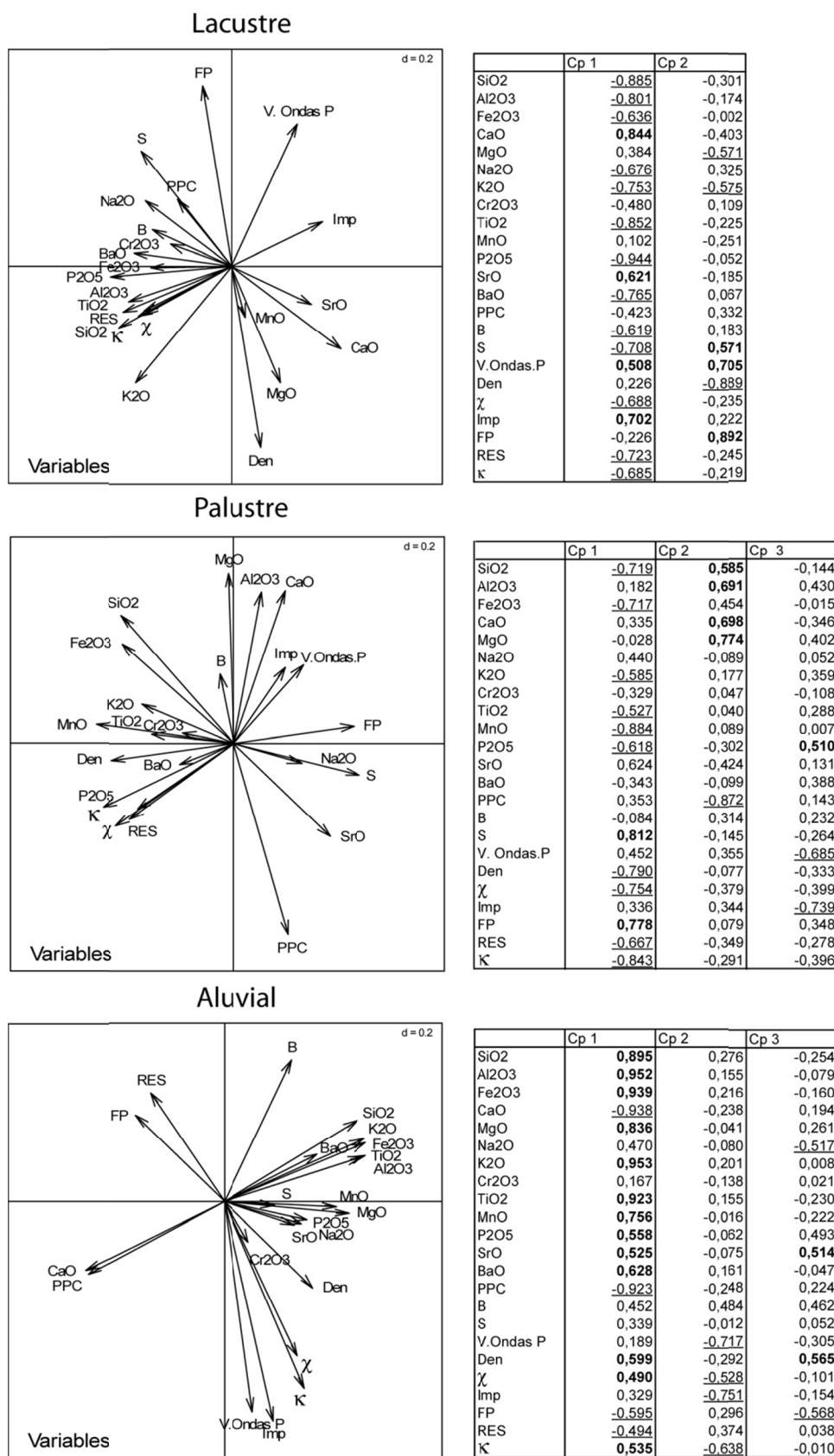


Figura A2.16.- Análisis multivariante de cada uno de los ambientes del sondeo C10.

A2.2.2. Conclusiones

En los depósitos lacustres, donde la cantidad de detríticos es muy baja, la densidad discrimina entre sedimentos turbosos, con alta porosidad y baja densidad, de sedimentos carbonáticos que tienen una menor porosidad y mayor densidad.

La susceptibilidad magnética dentro de los depósitos lacustres y aluviales depende directamente de la cantidad de aportes detríticos, más ricos en minerales paramagnéticos y ferrimagnético, normalmente óxidos de hierro. En el caso de que estos sean escasos, la susceptibilidad es ligeramente mayor en los depósitos turbosos, en los que se pueden formar minerales magnéticos. Además se ha observado, que durante la formación de suelos, tanto actuales como paleosuelos, se produce normalmente una acumulación de minerales magnéticos.

La resistividad permite discriminar entre depósitos aluviales y lacustres, y más concretamente, dentro de los sedimentos aluviales distingue entre sedimentos arenosos y arcillosos, puesto que las arcillas tienden a ser más conductivas. En general, la resistividad está muy condicionada a la porosidad y a la presencia de agua. La inundación modifica los valores, de tal forma, que iguala los valores entre distintas litologías, dificultando, en los depósitos lacustres distinguir entre los sedimentos carbonatados y turbosos, aunque estos últimos suelen presentar valores ligeramente más bajos, ya que son depósitos más porosos y con más agua.

En general, el análisis estadístico realizado sobre el conjunto del testigo ha demostrado que la susceptibilidad y la densidad son buenos indicadores de los aportes siliclásticos, de forma que se pueden utilizar para distinguir entre depósitos lacustres y aluviales.

ANEXO III: RESULTADOS ANÁLISIS QUÍMICOS

Los datos geoquímicos se han agrupado según periodo y características litológicas.

Se muestran aquellos datos referidos en el texto y los utilizados en los análisis estadísticos.

PLEISTOCENO

Arenas con laminación horizontal (Sh)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	C.or (%)	C.inor (%)	S (%)	Ba μg/g	Ce μg/g	Cr μg/g	La μg/g	Rb μg/g	S μg/g	V μg/g	Zn μg/g	N (%)
1750-BEN	43.83	6.45	2.101	24.28	0.274	1.245	0.546	0.27	0.3	4.75	0.02	473.5	52.3	75	26.3	57.7	192.6	58	17.7	
1450-BEN	68.31	6.48	2.083	10.347	0.373	1.136	0.506	0.256	0.645	1.515	0.14	218	50.7	78	22.9	50.4	217.9	52	24.8	
1300-BEN	69.44	7.46	2.62	8.581	0.48	1.454	0.568	0.283	0.405	1.505	0.01	201.6	52.7	74	26.8	63.1	178.6	55	21.3	
2460-ALM	56.85	3.58	0.688	19.278	0.207	1.436	0.774	0.297	1.055	3.215	0.06	104	16	88	10	45	145	13	14	0.131
2440-ALM	51.97	4.13	1.215	21.287	0.246	1.464	0.768	0.283	1.19	3.13	0.07	109	18	176	11	44	179	19	17	0.056
2420-ALM	58.93	2.23	0.896	19.623	0.151	1.025	0.408	0.189	1.27	2.6	0.06	77	12	189	7	30	157	12	14	0.064
2405-ALM	53.93	2.76	0.773	21.797	0.207	1.183	0.488	0.297	0.85	3.84	0.08	87	15	158	9	36	192	12	12	0.06
2360-ALM	50.91	3.29	0.593	23.43	0.243	1.276	0.445	0.364	0.815	4.025	0.09	101	20	90	11	39	215	11	14	0.08
2340-ALM	50.65	4.27	0.879	22.157	0.29	1.492	0.694	0.297	0.85	3.91	0.09	153	21	104	12	46	236	16	25	0.052

Conglomerado masivos (Gm)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	C.inorg (%)	C.org (%)	S (%)	N (%)	Mn μg/g	P μg/g	Ba μg/g	Ce μg/g	Co μg/g	Cr μg/g	La μg/g	Li μg/g	Rb μg/g	Sc μg/g	Sr μg/g	V μg/g	Y μg/g	Zn μg/g
2150-ALM	33.01	4.54	1.45	31.126	0.21	1.206	0.803	0.485	5.57	1.04	0.06	0.088	164	186	122	18	3	51	11	21	43	4	224	31	6	29
2130-ALM	40.25	1.44	0.754	30.995	0.081	0.476	0.443	0.243	5.705	0.835	0.05	0.152	124	137	48	9	0	63	6	0	0	1	170	13	3	13
2110-ALM	40.98	1.41	0.716	30.72	0.055	0.543	0.41	0.202	5.875	0.675	0.05	0.068	150	137	58	7	0	87	5	0	0	1	171	12	3	12
2090-ALM	49.4	3.73	1.025	23.549	0.119	1.231	0.535	0.607	4.235	0.815	0.06	0.052	156	143	134	10	2	111	7	16	34	3	199	19	4	20

Limos (Fl)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	C. or (%)	C.inor (%)	S (%)	As μg/g	Ba μg/g	Bi μg/g	Br μg/g	Ce μg/g	Cr μg/g	Cs μg/g	Cu μg/g	Ga μg/g	Hf μg/g	I μg/g	La μg/g	Mo μg/g
2050-BEN	9.24	3.38	1.876	45.835	0.116	0.059	0.632	0.615	0.025	0.189	0.3	9.08	0.31	13.4	119.2	1.8	5.5	60.1	38	11.2	5.5	4.7	0	5	15.5	4.5
2015-BEN	48.53	11.63	4.35	15.167	0.597	0.037	1.929	0.734	0.052	0.377	0.015	3.385	0.22	23	369.2	1.5	8.5	76.2	69	13.1	11.1	14.9	3.4	5.8	35.2	2.3
1910-BEN	56.72	16.37	5.63	5.973	0.851	0.025	2.767	0.968	0.072	0.472	0.035	1.295	0.02	25	329.7	0.9	9	105.7	85	13	16.5	21.5	3	3.7	51	1
1550-BEN	69.22	12.19	4.545	3.123	0.632	0	2.182	0.744	0	0.364	0.475	0.285	0.15	12.7	296.1	1	5.5	78.2	94	9	10	16.2	3.3	1.9	35.9	1.2

MUESTRA	Nb μg/g	Nd μg/g	Ni μg/g	Pb μg/g	Rb μg/g	Sb μg/g	Sc μg/g	Se μg/g	Sm μg/g	Sn μg/g	Sr μg/g	Ta μg/g	Th μg/g	Tl μg/g	V μg/g	W μg/g	Y μg/g	Zn μg/g	Zr μg/g	U μg/g
2050-BEN	2.4	17.4	10.5	9	28.7	0.7	47	0.1	7.5	3.7	366.1	0.9	3.7	1.8	37	3.5	6.9	18.4	28.9	3.1
2015-BEN	12	29.5	23.7	15.9	90.7	2.6	24	0.3	2.9	4.7	373.8	0	12.8	0.8	81	4.5	25	27.7	159.8	3.5
1910-BEN	16.1	41.3	31.9	19.5	132.2	2.7	19	0.0	8.5	5.2	371.5	0.1	16.3	0.1	107	5.3	30.7	47.3	198.4	4.4
1550-BEN	12.1	31.4	25.1	17.2	98.9	3.5	13	0.5	5.8	5	186.2	0	11.7	1.1	100	4.3	20.9	30.2	180.6	2.9

									C.			
MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	inorg (%)	C. org (%)	S (%)	N (%)
2320-ALM	30.94	8.37	3.766	27.13	0.363	1.874	1.313	0.377	4.945	0.835	0.1	0.056
2300-ALM	34.14	9.59	3.415	24.174	0.425	2.109	1.537	0.445	4.405	0.765	0.1	0.056
2280-ALM	43.41	12.15	3.821	16.284	0.567	2.744	1.714	0.512	2.635	0.885	0.09	0.068
2260-ALM	51.26	13.28	5.957	9.74	0.676	3.022	1.683	0.553	1.03	1.06	0.07	0.092
2240-ALM	47.41	8.64	3.218	18.194	0.48	2.299	1.177	0.472	2.875	1.005	0.07	0.067
2220-ALM	37.76	10.33	3.822	21.558	0.439	2.505	1.437	0.526	4.5	0.15	0.07	0.059
2200-ALM	31.77	7.56	3.027	28.245	0.333	1.829	1.075	0.431	4.955	1.025	0.07	0.076
2180-ALM	32.42	10.97	4.79	23.111	0.435	2.817	1.521	0.472	4.04	0.8	0.07	0.075

MUESTRA	Mn µg/g	P µg/g	Ba µg/g	Ce µg/g	Co µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	La µg/g	Li µg/g	Mo µg/g	Ni µg/g	Rb µg/g	Sc µg/g	Sr µg/g	V µg/g	Y µg/g	Zn µg/g
2320-ALM	235	194	147	27	7	61	8	16	40	3	19	72	7	299	55	9	36
2300-ALM	232	201	152	29	7	70	9	17	48	0	20	79	7	321	56	9	41
2280-ALM	202	201	193	39	9	83	13	22	55	0	25	101	9	229	66	11	45
2260-ALM	182	252	219	42	11	78	16	24	49	4	28	110	10	166	84	11	54
2240-ALM	207	219	168	37	6	73	8	20	28	4	17	75	6	206	53	9	44
2220-ALM	281	283	342	30	7	54	9	17	33	5	21	90	8	257	67	8	57
2200-ALM	329	287	174	25	5	45	0	14	25	0	16	64	6	232	54	8	41
2180-ALM	316	282	190	29	9	53	13	17	29	6	23	93	8	241	76	8	61

HOLOCENO

Calizas brechoide (Cr)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	C. inorg (%)	C. org (%)	S (%)	N (%)
650-ALM	7.89	2.01	1.209	49.249	0.089	0.016	0.388	0.804	0.121	0.012	9.27	0.59	0.69	0.017
630-ALM	11.14	2.49	1.266	46.578	0.112	0.013	0.521	0.841	0.148	0.013	8.8	0.51	0.65	0.011
610-ALM	3.38	0.75	1.006	52.548	0.031	0.008	0.134	0.991	0.108	0.007	9.91	0.77	0.72	0.028
590-ALM	14.26	3.03	1.065	44.192	0.151	0.005	0.724	0.896	0.175	0.014	7.515	0.345	0.37	0.022
570-ALM	4.18	0.83	0.758	51.632	0.041	0	0.182	1.13	0.121	0.004	10.01	0.65	0.58	0.019
510-ALM	13.98	2.89	1.165	44.409	0.145	0	0.737	1.06	0.189	0.021	8.545	0.585	0.64	0.016

MUESTRA	Mn μg/g	P μg/g	Ba μg/g	Ce μg/g	Co μg/g	Cr μg/g	La μg/g	Li μg/g	Rb μg/g	Sc μg/g	Sr μg/g	V μg/g	Y μg/g	Zn μg/g
650-ALM	257	121	102	8	3	15	6	19	0	2	735	16	2	13
630-ALM	232	134	109	11	4	19	7	20	21	3	705	17	3	16
610-ALM	218	110	83	0	3	10	0	10	0	1	1000	12	0	0
590-ALM	181	143	132	14	3	20	9	19	29	3	748	18	3	20
570-ALM	114	100	74	0	2	10	0	0	0	1	1000	7	0	11
510-ALM	131	163	99	13	4	17	8	17	23	3	807	16	3	22

Arcillas (Fcf)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	S (%)	B ppm	C. inorg (%)	C. org (%)
GEO-192-C7	24,2	10,3	3,9	8,0	2,6	1,2	1,3	0,0	0,3	0,0	0,2	0,1	0,0	46,0	2,3	100,0	1,1	17,2
GEO-193-C7	26,0	10,6	4,0	7,5	2,7	1,3	1,4	0,0	0,3	0,0	0,2	0,1	0,0	44,6	2,2	100,0	1,0	16,5
GEO-194-C7	26,6	10,7	4,2	7,4	2,7	1,2	1,5	0,0	0,3	0,0	0,2	0,1	0,0	43,3	2,3	100,0	1,0	16,5
GEO-195-C7	30,6	11,9	4,5	6,1	2,9	1,1	2,0	0,0	0,4	0,0	0,2	0,0	0,0	38,7	2,3	70,0	0,8	13,4
GEO-196-C7	34,0	12,7	4,8	5,1	3,1	1,1	2,4	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,0	35,0	2,5	80,0	0,7	11,5
GEO-197-C7	34,6	12,8	5,4	5,3	3,1	1,1	2,6	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,0	33,0	2,8	80,0	0,7	10,4
GEO-198-C7	34,4	12,6	5,8	6,5	3,1	1,1	2,5	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,0	31,5	3,3	90,0	1,0	9,3
GEO-199-C7	35,3	12,0	5,7	8,5	3,0	1,0	2,5	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,0	29,6	3,2	100,0	1,5	8,4
GEO-200-C7	34,6	12,0	6,2	9,9	3,0	1,0	2,4	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,0	28,4	3,8	110,0	1,7	7,8
GEO-201-C7	34,0	11,7	6,4	12,2	3,1	0,9	2,1	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,0	27,6	3,9	70,0	2,3	6,5
GEO-202-C7	31,3	10,0	5,9	15,0	2,9	0,8	2,0	0,0	0,4	0,0	0,1	0,0	0,0	28,0	3,7	100,0	3,0	5,5
GEO-203-C7	28,7	9,3	6,4	16,4	2,8	0,8	1,8	0,0	0,4	0,0	0,1	0,0	0,0	27,6	4,2	40,0	3,2	5,2
GEO-204-C7	31,1	8,9	5,4	18,1	2,8	0,7	1,7	0,0	0,4	0,0	0,1	0,1	0,0	28,2	3,5	80,0	3,8	4,8
GEO-205-C7	25,2	7,7	3,4	23,8	2,6	0,6	1,5	0,0	0,3	0,1	0,1	0,1	0,0	29,0	2,0	60,0	5,2	3,8
GEO-206-C7	25,3	7,5	3,3	25,0	2,6	0,6	1,5	0,0	0,3	0,1	0,1	0,1	0,0	29,2	2,0	80,0	5,2	4,0
GEO-207-C7	26,7	7,3	3,1	25,2	2,7	0,6	1,3	0,0	0,3	0,1	0,1	0,1	0,0	29,1	1,8	60,0	5,4	3,8
GEO-208-C7	27,3	7,4	2,7	25,0	2,7	0,6	1,5	0,0	0,4	0,0	0,1	0,1	0,0	28,6	1,5	60,0	5,2	3,6
GEO-209-C7	33,3	8,5	2,7	20,7	3,0	0,6	1,7	0,0	0,4	0,0	0,1	0,1	0,0	27,0	1,4	100,0	4,4	3,7
GEO-210-C7	35,3	8,6	2,8	19,7	2,9	0,6	1,6	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,0	26,2	1,4	100,0	4,3	3,8
GEO-211-C7	33,4	8,1	2,8	20,8	2,8	0,6	1,6	0,0	0,4	0,0	0,1	0,1	0,0	27,5	1,5	100,0	4,4	4,0
GEO-212-C7	27,3	7,1	3,0	25,0	2,5	0,6	1,4	<0,01	0,4	0,0	0,1	0,1	0,0	29,2	1,8	60,0	5,1	4,1
GEO-213-C7	22,6	6,5	3,0	26,6	2,2	0,6	1,0	0,0	0,3	0,1	0,1	0,1	0,0	32,8	2,0	30,0	5,4	5,3
GEO-214-C7	18,3	5,8	3,0	29,2	2,0	0,6	0,8	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	34,4	2,1	30,0	6,0	5,6
GEO-215-C7	15,4	5,2	2,8	31,8	1,9	0,5	0,6	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	36,5	2,1	<20	6,6	5,6
GEO-216-C7	11,1	3,9	2,5	38,0	1,7	0,4	0,3	<0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	38,7	2,0	<20	7,7	5,0

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	S (%)	B ppm	C. inorg (%)	C. org (%)
GEO-217-C7	8,8	3,2	2,6	37,4	1,6	0,3	0,2	<0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	40,4	2,3	<20	7,4	6,4
GEO-218-C7	7,5	2,7	3,3	35,7	1,5	0,2	0,2	<0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	40,2	2,9	<20	6,8	7,4
GEO-118-C10	38,0	12,5	4,3	9,8	1,5	0,4	2,3	0,0	0,6	0,1	0,2	0,0	0,1	29,6	0,3	100,0		
GEO-119-C10	35,9	12,7	3,7	10,1	1,5	0,5	2,2	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	31,2	0,4	80,0		
GEO-120-C10	35,6	13,0	3,7	10,1	1,5	0,4	2,3	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	31,3	0,4	80,0		
GEO-121-C10	35,4	13,2	3,9	10,1	1,6	0,4	2,3	<0,01	0,6	0,1	0,2	0,1	0,1	31,1	0,4	110,0		
GEO-122-C10	36,1	13,1	3,8	10,1	1,5	0,4	2,4	<0,01	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	30,9	0,4	70,0		
GEO-123-C10	36,0	13,2	3,9	9,9	1,5	0,5	2,4	<0,01	0,6	0,0	0,2	0,1	0,1	30,6	0,5	80,0		
GEO-124-C10	36,2	13,2	3,8	9,9	1,5	0,4	2,3	<0,01	0,6	0,0	0,2	0,1	0,1	30,9	0,6	100,0		
GEO-125-C10	35,8	13,1	4,0	10,0	1,5	0,4	2,3	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,1	31,1	0,6	110,0		
GEO-126-C10	35,9	13,0	3,9	10,3	1,6	0,4	2,3	0,0	0,6	0,0	0,2	0,0	0,0	30,9	0,6	100,0		
GEO-127-C10	36,2	13,4	3,9	9,8	1,5	0,7	2,4	<0,01	0,6	0,0	0,2	0,1	0,1	30,5	0,5	100,0		
GEO-128-C10	36,0	13,1	3,9	10,2	1,5	0,5	2,1	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,1	30,8	0,7	110,0		
GEO-129-C10	35,8	13,1	3,9	10,1	1,5	0,5	2,3	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	30,7	0,6	120,0		
GEO-130-C10	36,4	13,1	3,9	10,2	1,6	0,5	2,3	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	30,3	0,5	90,0		
GEO-131-C10	35,8	12,9	4,0	10,5	1,5	0,5	2,2	0,0	0,6	0,0	0,2	0,0	0,0	30,1	0,5	130,0		
GEO-132-C10	35,2	12,8	4,0	10,5	1,5	0,5	2,0	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,1	30,9	0,6	90,0		
GEO-133-C10	35,6	13,0	3,9	10,2	1,5	0,5	2,1	<0,01	0,6	0,0	0,2	0,1	0,1	31,0	0,6	100,0		
GEO-134-C10	35,7	13,1	3,9	10,9	1,5	0,5	2,1	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	30,5	0,6	100,0		
GEO-135-C10	36,6	13,3	3,9	10,9	1,6	0,4	2,2	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	29,2	0,5	100,0		
GEO-136-C10	36,0	13,0	3,9	11,4	1,5	0,4	2,2	<0,01	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	29,2	0,5	80,0		
GEO-137-C10	36,4	13,3	3,9	11,0	1,6	0,5	2,2	<0,01	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	29,2	0,5	100,0		
GEO-138-C10	36,2	13,1	3,8	11,2	1,5	0,5	2,2	<0,01	0,6	0,0	0,1	0,1	0,0	29,3	0,8	90,0		
GEO-139-C10	36,3	13,3	3,8	11,2	1,5	0,5	2,1	0,0	0,6	0,0	0,2	0,1	0,1	29,7	0,8	100,0		
GEO-140-C10	35,3	13,2	3,8	10,5	1,5	0,5	2,1	<0,01	0,5	0,0	0,1	0,1	0,0	30,6	0,8	90,0		
GEO-141-C10	32,7	12,4	3,5	9,6	1,4	0,5	1,9	<0,01	0,6	0,0	0,2	0,1	0,0	36,0	1,1	90,0		
GEO-15-C3	26,3	10,4	3,6	23,5	2,1	0,4	2,2	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	29,0	2,4	90,0	4,0	2,5
GEO-16-C3	28,8	11,7	4,0	21,3	2,3	0,3	2,7	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	26,4	2,4	110,0		
GEO-17-C3	26,2	10,2	3,6	23,8	2,0	0,3	2,1	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	29,1	3,0	80,0		
GEO-18-C3	26,5	10,1	3,9	24,2	2,2	0,4	2,2	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	28,7	2,3	80,0		
GEO-19-C3	29,2	12,3	4,5	20,2	2,4	0,4	2,7	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	26,4	2,1	120,0		
GEO-20-C3	30,3	11,9	4,3	19,9	2,2	0,4	2,5	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	26,6	2,4	120,0	3,5	2,5
GEO-21-C3	24,7	9,8	4,8	25,2	2,1	0,4	2,1	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,1	0,0	28,8	2,3	80,0		
GEO-22-C3	26,8	11,2	6,0	21,8	2,3	0,4	2,5	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	26,8	2,0	110,0		

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	S (%)	B ppm	C. inorg (%)	C. org (%)
GEO-23-C3	34,0	14,6	5,4	12,7	2,8	0,4	3,3	<0,01	0,6	0,1	0,2	0,1	0,1	24,1	1,7	140,0		
GEO-24-C3	34,4	15,0	5,2	12,5	2,9	0,4	3,5	<0,01	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	23,7	1,3	120,0		
GEO-25-C3	35,1	15,5	4,5	12,0	2,9	0,5	3,5	<0,01	0,6	0,1	0,1	0,1	0,0	23,4	1,3	150,0	2,5	2,1
GEO-26-C3	35,4	15,5	4,6	12,5	2,9	0,4	3,5	<0,01	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	23,1	1,0	150,0		
GEO-27-C3	34,4	15,0	4,7	13,5	2,8	0,5	3,3	<0,01	0,6	0,1	0,1	0,1	0,1	23,6	1,1	120,0		
GEO-28-C3	33,9	14,5	4,7	13,9	2,8	0,5	3,2	0,0	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	23,9	1,2	150,0		
GEO-29-C3	33,6	14,3	4,8	14,2	2,8	0,5	3,1	<0,01	0,5	0,1	0,1	0,1	0,0	24,2	1,1	110,0		
GEO-30-C3	33,8	14,1	4,4	14,7	2,8	0,4	3,1	<0,01	0,6	0,1	0,1	0,1	0,0	24,4	1,1	110,0	3,5	2,3
GEO-31-C3	32,6	13,6	4,3	15,9	2,7	0,4	2,9	<0,01	0,5	0,1	0,1	0,1	0,0	25,4	1,0	100,0		
GEO-32-C3	32,3	13,5	4,4	16,1	2,7	0,4	2,9	<0,01	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	25,7	1,0	120,0		
GEO-33-C3	30,1	13,0	4,4	17,6	2,6	0,4	2,6	<0,01	0,5	0,1	0,1	0,1	0,0	27,1	0,9	110,0		
GEO-34-C3	31,1	13,4	4,4	16,2	2,7	0,4	2,8	<0,01	0,5	0,1	0,1	0,1	0,1	26,3	1,0	110,0		
GEO-35-C3	28,0	12,6	4,0	18,9	2,6	0,4	2,5	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	28,6	0,5	120,0	4,9	3,1
GEO-36-C3	24,8	11,0	3,4	22,2	2,4	0,4	2,0	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,2	0,0	31,3	0,3	80,0		
GEO-37-C3	21,9	9,8	3,1	25,4	2,3	0,5	1,6	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	33,1	0,3	70,0		
GEO-38-C3	21,7	9,6	3,1	25,5	2,3	0,3	1,7	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	33,3	0,4	80,0		
GEO-39-C3	22,0	9,7	2,7	25,4	2,3	0,4	1,7	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	33,2	0,4	90,0		
GEO-40-C3	22,8	9,9	2,7	24,9	2,3	0,5	1,8	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	33,1	0,3	60,0	4,9	2,8
GEO-41-C3	22,8	9,9	2,7	24,9	2,2	0,4	1,7	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	33,4	0,3	60,0		
GEO-42-C3	23,5	10,3	2,7	23,4	2,3	0,4	1,9	0,0	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	33,0	0,3	100,0		
GEO-43-C3	25,3	11,0	2,8	22,1	2,4	0,3	2,2	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,2	0,0	31,7	0,3	110,0		
GEO-44-C3	27,1	12,2	3,0	20,5	2,4	0,3	2,6	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	30,1	0,3	100,0		
GEO-45-C3	28,4	12,7	3,1	19,7	2,5	0,4	2,6	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,1	29,5	0,3	110,0	4,6	3,4
GEO-46-C3	29,7	13,4	3,1	18,5	2,4	0,3	3,0	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	27,8	0,3	90,0		
GEO-47-C3	28,7	12,8	3,0	20,0	2,4	0,4	2,8	<0,01	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	28,3	0,3	100,0		
GEO-48-C3	22,4	10,0	2,8	26,1	2,0	0,4	1,8	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	32,6	0,4	80,0		
GEO-49-C3	18,1	8,1	2,4	30,0	1,8	0,4	1,3	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	35,6	0,4	60,0		
GEO-50-C3	16,3	7,4	2,2	32,2	1,8	0,3	1,3	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	36,8	0,4	30,0	5,9	3,3
GEO-51-C3	16,2	7,3	2,2	31,8	1,8	0,3	1,2	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	37,3	0,4	40,0		
GEO-52-C3	16,1	7,4	2,1	31,6	1,8	0,3	1,2	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	37,1	0,4	70,0		
GEO-53-C3	14,9	6,7	2,2	33,6	1,8	0,4	0,9	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	37,4	0,4	40,0		
GEO-54-C3	14,8	6,6	2,1	33,3	1,9	0,4	1,1	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	37,4	0,4	40,0		
GEO-55-C3	14,9	6,7	2,2	33,7	1,8	0,4	1,0	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	37,4	0,4	60,0	7,0	2,6
GEO-56-C3	14,9	6,9	2,3	33,7	1,8	0,4	1,1	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	37,1	0,3	30,0		

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	Cr ₂ O ₃ (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	S (%)	B ppm	C. inorg (%)	C. org (%)
GEO-57-C3	16,2	7,3	2,4	32,0	1,9	0,4	1,2	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	36,4	0,4	60,0		
GEO-58-C3	17,0	7,5	2,6	31,8	1,8	0,4	1,4	<0,01	0,2	0,1	0,1	0,2	0,0	35,8	0,4	30,0		
GEO-59-C3	19,5	8,8	3,0	28,6	2,1	0,5	1,4	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	34,3	0,4	60,0		
GEO-60-C3	21,1	9,5	3,3	26,5	2,2	0,4	1,7	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	33,3	0,3	70,0	5,7	3,03
GEO-61-C3	23,2	10,3	3,7	23,8	2,3	0,4	1,9	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	31,9	0,3	80,0		
GEO-62-C3	21,0	9,4	3,5	26,6	2,3	0,4	1,7	<0,01	0,3	0,1	0,1	0,2	0,0	33,2	0,3	60,0		
GEO-63-C3	16,3	6,8	3,4	31,9	1,8	0,3	1,1	<0,01	0,2	0,2	0,1	0,2	0,0	36,0	0,3	50,0		
GEO-85-C3	9,5	4,51	1,41	39,52	1,66	0,3	0,47	<0,01	0,12	0,11	0,05	0,21	0,02	40,4	0,39	30	6,81	2,58
GEO-86-C3	11,3	5,14	1,43	36,93	1,66	0,25	0,54	<0,01	0,13	0,07	0,06	0,2	0,02	40,4	0,4	30		
GEO-87-C3	11,19	5,09	1,35	37,26	1,54	0,27	0,67	<0,01	0,13	0,07	0,05	0,2	0,03	40,5	0,38	20		
GEO-88-C3	12,7	5,92	1,49	35,57	1,63	0,29	0,75	<0,01	0,15	0,08	0,05	0,21	0,04	39,9	0,37	20		
GEO-89-C3	12,43	5,83	1,52	36,83	1,7	0,27	0,76	<0,01	0,17	0,11	0,05	0,21	0,05	39,1	0,38	40		
GEO-90-C3	14,47	6,77	1,64	34,90	1,87	0,34	0,97	<0,01	0,21	0,1	0,05	0,21	0,03	37,5	0,37	40	8,37	1,97
GEO-91-C3	22,8	10,22	2,14	25,06	2,2	0,49	1,61	<0,01	0,33	0,06	0,07	0,18	0,06	33	0,37	70		
GEO-92-C3	36,15	16,03	3,21	12,14	2,63	0,37	3,33	<0,01	0,54	0,03	0,09	0,12	0,09	25,2	0,41	130		
GEO-93-C3	26,33	11,84	2,54	21,93	2,25	0,49	2,07	<0,01	0,38	0,07	0,07	0,16	0,06	30,2	0,48	80		
GEO-94-C3	18,52	8,29	2,07	30,65	2,08	0,36	1,32	<0,01	0,25	0,11	0,07	0,2	0,04	34,6	0,54	40		
GEO-95-C3	15,28	6,91	1,96	33,22	2,03	0,39	1,03	<0,01	0,21	0,12	0,05	0,21	0,02	36,9	0,57	50	7,26	2,48
GEO-96-C3	16,08	7,08	1,93	33,34	2,04	0,33	1,11	<0,01	0,22	0,11	0,06	0,2	0,04	36,3	0,59	40		
GEO-97-C3	15,64	6,84	2,01	33,45	1,98	0,4	1,1	<0,01	0,21	0,12	0,06	0,19	0,04	36,3	0,72	40		

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C.org (%)	C.inorg (%)	S (%)	N (%)	As μg/g	Ba μg/g	Bi μg/g	Br μg/g
452-BEN	61,9	12,9	4,7	4,4	0,7	0,1	2,5	0,9	0,1	0,4	9,9	2,3	-0,4	2,7	0,1	18,4	310,9	1,4	6,9
150-BEN	37,2	12,2	4,0	11,3	0,5	0,0	2,6	1,5	0,1	0,4	29,4	8,6	1,2	0,3	0,7	21,2	297,7	0,6<LL	115,9

MUESTRA	Ga μg/g	Hf μg/g	I μg/g	La μg/g	Mo μg/g	Nb μg/g	Nd μg/g	Ni μg/g	Pb μg/g	Rb μg/g	Sb μg/g	Sc μg/g	Se μg/g	Sm μg/g	Sn μg/g	Sr μg/g	Th μg/g	Tl μg/g	V μg/g	W μg/g	Y μg/g	Zn μg/g	Zr μg/g	U μg/g
452-BEN	16,9	3,7	4,3	42,9	0,6<LL	13,1	37,1	25,7	23,0	103,8	2,2<LL	16,0	0,3<LL	4,7<LL	5,1	236,7	13,8	1,9	88,0	4,7	27,3	46,1	208,0	3,9
150-BEN	16,2		12,6	28,5	0,8<LL	9,6	28,4	24,3	34,8	112,1	2,3<LL	20,0	2,2	6,9<LL	7,0	375,0	10,1	1,1<LL	81,0	4,7	20,1	51,9		

Turbas (T)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C.org (%)	C.inorg (%)	S (%)	N (%)
440-BEN	6,12	1,19	0,302	6	0,064	<0,020	0,275	0,714	<0,050	1	80,01	41,225	0,675	4,16	1,78

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C.org (%)	C.inorg (%)	S (%)	N (%)
380-BEN	7,17	1,47	0,344	14,67	0,175	<0,020	0,694	1,105	0,069	1,011	64,55	30,755	0,105	3,5	1,08
310-BEN	0,89	0,36	0,158	46	0,005	0,021	0,103	1	0,054	1	49,26	41,835	0,245	3,29	1,8
250-BEN	11,03	4,32	1,448	29,851	0,161	0,025	0,842	1,584	0,07	0,566	47,6	12,845	4,555	1	0,49
190-BEN	11,12	5,21	2,186	20,062	0,187	0,026	1,021	1,178	0,092	0,607	54,26	20	1,99	1,62	1,01
170-BEN	16,96	7,14	3,602	16,099	0,311	0,047	1,254	0,954	0,088	0,539	49,43	17,82	2,89	1,43	1,05
150-BEN	37,21	12,21	4,002	11,256	0,512	0,032	2,582	1,492	0,14	0,377	29,44	8,6	1,24	0,3	0,66

MUESTRA	Ba μg/g	Ce μg/g	Co μg/g	Cr μg/g	La μg/g	Li μg/g	Mn μg/g	Mo μg/g	Ni μg/g	P μg/g	Rb μg/g	Sc μg/g	Sr μg/g	V μg/g	Y μg/g	Zn μg/g
440-BEN	42	6	<2	10	<5	<10	50	4	<10	186	<20	1	266	13	3	12
380-BEN	92	13	3	18	8	13	93	5	<10	232	31	3	496	26	4	21
310-BEN	17	<5	<2	3	<5	<10	8	3	<10	65	<20	<1	120	8	<1	<10
250-BEN	126	15	3	18	9	18	161	<2	<10	239	37	3	856	26	4	14
190-BEN	132	17	4	23	10	19	146	<2	10	367	50	4	611	31	4	20
170-BEN	187	25	6	30	15	23	246	<2	14	365	65	5	607	44	5	25
150-BEN	297,7	69,4	4,7	68	28,5			0,8<LL	24,3		112,1	20	375	81	20,1	51,9

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inor (%)	S (%)	N (%)
170-ALM	12,56	2,12	1,122	17,895	0,143	<0,005	0,614	1,488	0,35	0,07	57,12	24,60	1,015	2,80	0,745
160-ALM	10,17	2,79	0,768	25,135	0,142	<0,005	0,635	1,533	0,337	0,081	54,42	16,34	7,420	1,84	0,433

MUESTRA	Ba μg/g	Ce μg/g	Co μg/g	Cr μg/g	Cu μg/g	La μg/g	Li μg/g	Mn μg/g	Ni μg/g	P μg/g	Sc μg/g	Sr μg/g	V μg/g	Y μg/g	Zn μg/g
170-ALM	84	10	5	109	13	7	12	56	14	357	3	1074,34	50	3	27
160-ALM	95	11	2	60	15	7	12	45	13	404	3	1439,47	48	3	26

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	B ppm	S (%)	C. org (%)	C. inog (%)
GEO-98-C3	7,1	3,39	1,56	42,84	0,09	0,22	0,36	1,62	0,09	0,25	0,2	0,03	41,2	20	0,73	20	
GEO-99-C3	3,64	1,71	1,32	45,99	0,04	0,26	0,14	1,56	0,04	0,12	0,22	0,03	43,5	<20	0,69	<20	
GEO-100-C3	4,29	1,65	2,09	45,17	0,07	0,12	0,17	1,25	0,06	0,15	0,21	0,03	43,4	0	1,66	4,49	9,26
GEO-101-C3	4,84	1,09	1,59	46	0,02	0,08	0,09	1,17	0,06	0,12	0,17	0,02	42,9	0	1,21		
GEO-102-C3	3,6	1,16	1,37	45,43	0,02	0,07	0,09	1,16	0,07	0,13	0,17	0,02	44,9	0	1,22		

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	B ppm	S (%)	C. org (%)	C. inog (%)
GEO-103-C3	4,53	1,51	1,52	41,49	0,04	0,09	0,14	1,27	0,1	0,15	0,17	0,03	47	20	1,45		
GEO-125-C3	2,5	0,87	0,56	41,78	0,01	0,04	0,06	1,22	0,05	0,08	0,18	0,01	50,8	40	1,21	5,21	8,44
GEO-126-C3	2,44	0,84	0,7	43,03	0	0,05	0,05	1,31	0,06	0,07	0,24	0,01	50,9	0	1,17		
GEO-127-C3	2,1	0,75	0,48	41,88	0,01	0,05	0,06	1,26	0,05	0,1	0,19	0,01	51,3	0	0,97		
GEO-128-C3	1,42	0,5	0,42	43,55	0	0,06	0,04	1,32	0,05	0,08	0,2	0,01	50,6	0	0,98		
GEO-129-C3	0,95	0,32	0,4	46,02	0	0,07	0,03	1,42	0,05	0,08	0,21	0,01	49,2	0	0,91		
GEO-130-C3	0,86	0,28	0,45	46,53	0	0,07	0,02	1,42	0,05	0,05	0,21	0,01	48,3	0	0,83	5,05	8,86
GEO-131-C3	1,04	0,34	0,42	47,75	0	0,06	0,03	1,34	0,05	0,06	0,21	0,01	46,9	0	0,78		
GEO-132-C3	0,82	0,24	0,28	47,62	0	0,07	0,03	1,36	0,06	0,07	0,21	0,01	47,4	0	0,7		
GEO-136-C3	6,65	2,05	1,05	31,93	0,07	0,05	0,24	1,36	0,14	0,22	0,17	0,01	54,1	40	1,6		
GEO-137-C3	5,06	1,55	0,82	29,28	0,05	0,04	0,1	1,35	0,14	0,13	0,17	0,01	57,2	40	1,55		
GEO-138-C3	3,69	1,03	0,64	41,93	0,02	0,07	0,08	1,37	0,08	0,1	0,21	0,01	48,8	30	1,11		
GEO-156-C3	2,35	0,76	0,54	44,03	0,01	0,12	0,06	1,4	0,1	0,1	0,2	0,01	48,7	40	1,07		
GEO-157-C3	1,55	0,53	0,85	40,77	0	0,1	0,03	1,07	0,13	0,04	0,18	0,01	53,6	20	1,64		
GEO-158-C3	0,91	0,29	0,77	42,87	0	0,1	0,02	1,04	0,09	0,03	0,18	0,01	50,2	30	1,51		
GEO-159-C3	0,76	0,24	0,77	43,53	0	0,1	0,01	1,04	0,09	0,03	0,18	0,01	49,9	20	1,51		
GEO-162-C3	0,8	0,27	0,76	39,54	0	0,11	0,01	1,09	0,15	0,03	0,18	0,01	53,4	20	2,03		
GEO-163-C3	1,11	0,32	0,99	36,31	0	0,09	0,02	1,03	0,2	0,03	0,16	0,01	54,8	20	2,31		
GEO-164-C3	1,72	0,46	1,12	38,26	0	0,07	0,03	0,97	0,21	0,04	0,16	0,01	53,1	50	2,32		
GEO-165-C3	3,13	0,85	1,05	38,48	0,01	0,05	0,06	0,91	0,15	0,08	0,17	0,01	51,5	30	1,94	8,94	8,51
GEO-166-C3	3,15	0,99	0,85	42,57	0,04	0,06	0,1	1,01	0,1	0,12	0,2	0,01	48,2	0	1,48		
GEO-167-C3	3,23	1,04	0,76	43,37	0,03	0,08	0,09	1,09	0,08	0,12	0,21	0,01	47,3	0	1,42		

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	SrO (%)	BaO (%)	S (%)	B ppm	C. inorg (%)	C. org (%)	PPC (%)
GEO-141-C7	15,84	5,42	2,1	32,64	0,18	0,59	1,97	0,54	0,04	0,17	0,13	0,02	0,9	50	6,15	5,75	39,1
GEO-142-C7	14,71	5,21	2,11	31,04	0,17	0,42	1,95	0,52	0,04	0,13	0,13	0,02	1,17	80	5,61	7,74	41,9
GEO-143-C7	14,37	5,17	2,02	28,32	0,19	0,5	1,89	0,57	0,03	0,12	0,12	0,01	1,51	60	5,25	8,5	42,7
GEO-144-C7	12,43	4,7	2,15	26,6	0,15	0,46	1,81	0,62	0,02	0,12	0,11	0,01	2,4	60	4	11,85	46
GEO-145-C7	11,87	4,57	2,15	26,24	0,14	0,43	1,78	0,59	0,02	0,12	0,12	0,01	1,74	40	4,71	11,64	46,8
GEO-146-C7	12,22	4,71	2,21	27,39	0,14	0,5	1,79	0,61	0,02	0,12	0,12	0,01	1,82	60	4,75	11,05	45,6
GEO-147-C7	13,21	5,11	2,11	24,16	0,16	0,61	1,81	0,74	0,02	0,12	0,11	0,02	2,33	70	4,17	10,93	44,5
GEO-167-C7	20,24	8,13	2,68	18,63	0,27	0,84	2,48	0,98	0,02	0,14	0,08	0,02	1,48	90	3,22	12,53	43,6
GEO-168-C7	18,07	7,69	2,91	20,35	0,24	0,81	2,37	0,97	0,02	0,14	0,09	0,02	1,34	0	3,58	12,77	44,5

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	SrO (%)	BaO (%)	S (%)	B ppm	C. inorg (%)	C. org (%)	PPC (%)
GEO-169-C7	16,8	7,15	3,4	20,95	0,21	0,72	2,27	0,89	0,02	0,15	0,09	0,02	1,51	90	3,63	12,32	44,4
GEO-170-C7	15,35	6,5	2,53	25,52	0,19	0,56	2,18	0,68	0,02	0,12	0,11	0,02	1,34	70	4,76	10,84	44,4
GEO-171-C7	14,56	6,67	2,35	25,89	0,19	0,72	2,25	0,77	0,02	0,12	0,11	0,02	1,37	60	4,87	10,38	43,5
GEO-172-C7	13,82	6,34	2,06	27,13	0,18	0,68	2,19	0,76	0,03	0,11	0,12	0,02	1,3	50	5,11	9,74	43,4
GEO-173-C7	14,47	6,14	1,91	25,76	0,17	0,47	2,17	0,75	0,03	0,11	0,11	0,02	1,17	60	5,09	10,36	44,8
GEO-174-C7	12,22	5,51	1,84	28,6	0,16	0,44	2,08	0,59	0,03	0,11	0,12	0,02	1,06	60	5,86	9,34	44,8
GEO-175-C7	10,85	4,83	1,82	31,49	0,13	0,34	1,95	0,45	0,04	0,11	0,13	0,02	1,16	70	6,2	9,15	45
GEO-176-C7	10,13	4,46	1,84	32,11	0,12	0,35	1,89	0,52	0,04	0,1	0,13	0,01	1,14	50	6,34	8,91	45,4
GEO-177-C7	9,86	4,33	1,84	33,67	0,12	0,28	1,89	0,4	0,05	0,1	0,13	0,01	1,11	50	6,38	9,12	45,7
GEO-178-C7	9,76	4,26	1,76	33,24	0,12	0,29	1,9	0,41	0,05	0,1	0,13	0,02	1,09	30	6,35	9,35	46,4
GEO-179-C7	8,74	3,87	1,85	33,04	0,11	0,28	1,81	0,43	0,05	0,1	0,13	0,01	1,01	40	6,37	9,73	46,9
GEO-180-C7	8,04	3,55	1,82	32,81	0,11	0,2	1,8	0,4	0,06	0,1	0,13	0,01	1,24	40	6,3	16,27	48,3
GEO-181-C7	6,76	2,94	2,21	34,67	0,08	0,22	1,72	0,41	0,08	0,11	0,13	0,02	1,34	50	6,63	10,52	48,9
GEO-182-C7	6,48	2,8	2,27	31,68	0,07	0,19	1,59	0,41	0,06	0,11	0,12	0,01	1,6	30	5,99	12,51	49,8
GEO-183-C7	5,71	2,46	2,4	33,88	0,06	0,18	1,57	0,41	0,07	0,1	0,13	0,01	1,69	40	6,59	10,86	48,7
GEO-184-C7	5,47	2,4	2,09	34,73	0,06	0,2	1,55	0,5	0,08	0,1	0,14	0,01	1,55	60	6,62	10,58	48,5
GEO-185-C7	6,34	2,81	2,07	33,24	0,07	0,27	1,57	0,54	0,07	0,1	0,13	0,01	1,6	30	6,3	11,45	48,9
GEO-186-C7	6,83	3,03	1,99	33,14	0,07	0,32	1,6	0,63	0,07	0,1	0,13	0,01	1,45	30	6,45	10,95	48,8
GEO-187-C7	8,36	3,68	2,17	31,56	0,1	0,35	1,68	0,66	0,06	0,11	0,13	0,01	1,47	20	5,88	11,57	48,5
GEO-188-C7	10,45	4,56	2,07	28,32	0,13	0,37	1,74	0,65	0,05	0,11	0,12	0,01	1,49	50	5,19	12,51	48,2
GEO-189-C7	13,13	5,71	2,17	24,75	0,17	0,45	1,89	0,7	0,04	0,11	0,11	0,01	1,58	40	4,65	12,65	46,9
GEO-190-C7	18,49	7,92	2,87	17,15	0,26	0,73	2,23	1,06	0,03	0,13	0,09	0,02	1,99	80	2,95	14,5	46
GEO-191-C7	23,21	9,34	3,69	11,03	0,29	1,03	2,41	1,09	0,02	0,14	0,07	0,02	2,17	70	1,82	15,48	44,2
GEO-235-C7	12,91	5,12	3,03	17,36	0,18	0,42	1,85	0,6	0,02	0,08	0,07	0,01	3,05	0	2,82	18,58	52,5
GEO-236-C7	11,63	4,26	3,52	17,65	0,15	0,36	1,65	0,57	0,01	0,08	0,08	0,01	3,51	40	2,41	21,69	55,2
GEO-237-C7	7,62	3,04	3,72	19,74	0,1	0,24	1,38	0,47	0,02	0,08	0,08	0,01	4,1	20	2,39	22,11	54,7
GEO-238-C7	5,6	2,21	4,48	21,61	0,06	0,12	1,23	0,33	0,02	0,08	0,09	0,01	5,26	0	3,17	19,73	52,2
GEO-239-C7	4,87	1,86	2,56	23,34	0,05	0,03	1,31	0,1	0,02	0,08	0,11	0,01	3,17	20	3,8	20,3	56,7
GEO-240-C7	3,97	1,55	1,92	29,62	0,04	0,04	1,21	0,12	0,02	0,06	0,12	0,01	2,34	30	4,75	18,35	56
GEO-241-C7	3,68	1,37	2,2	30,14	0,03	0,02	1,22	0,11	0,02	0,06	0,12	0,01	2,6	0	5,3	16,7	54,5
GEO-242-C7	4,18	1,79	1,81	28,91	0,04	0,06	1,39	0,15	0,02	0,06	0,13	0,01	2,3	0	5,08	17,32	54,9
GEO-243-C7	4,5	1,98	1,85	29,37	0,05	0,09	1,42	0,21	0,02	0,06	0,13	0,01	2,49	0	5,03	16,67	53,8
GEO-244-C7	4,4	1,89	1,62	29,89	0,05	0,03	1,34	0,1	0,02	0,06	0,13	0,01	2,07	30	5,43	16,37	54,1
GEO-245-C7	3,64	1,49	1,97	30,02	0,04	0,01	1,22	0,05	0,02	0,06	0,12	0,01	2,39	0	5,29	17,81	54,7

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	SrO (%)	BaO (%)	S (%)	B ppm	C. inorg (%)	C. org (%)	PPC (%)
GEO-246-C7	3,35	1,15	2,91	30,29	0,03	0,01	1,04	0,07	0,03	0,06	0,12	0,01	3,12	0	5,47	15,83	51,9
GEO-247-C7	3,43	1,1	2,33	33,79	0,03	0,01	1,11	0,06	0,03	0,06	0,16	0,01	2,48	0	5,59	15,41	53,6
GEO-248-C7	3,39	1,08	1,29	33,01	0,03	0,02	1,12	0,11	0,03	0,06	0,13	0,01	1,86	0	6,41	14,99	53,9
GEO-249-C7	3,71	1,18	1,22	32,62	0,03	0,02	1,23	0,11	0,03	0,06	0,13	0,01	1,9	0	6,23	15,27	54,5
GEO-250-C7	4,11	1,29	3,07	29,73	0,04	0,02	1,2	0,09	0,04	0,06	0,11	0,01	3,6	0	4,86	15,54	50,8
GEO-251-C7	5,07	1,55	2,56	30,39	0,05	0,05	1,26	0,13	0,03	0,07	0,11	0,01	3,1	0	5,24	14,46	50
GEO-252-C7	6,49	1,95	1,05	30,62	0,07	0,06	1,4	0,14	0,03	0,05	0,11	0,01	1,77	0	5,54	15,06	52,4
GEO-253-C7	7,4	2,21	1,02	30,52	0,09	0,07	1,47	0,15	0,03	0,05	0,1	0,01	1,86	0	5,67	15,13	51,8
GEO-254-C7	9,21	2,74	1,06	28,72	0,12	0,11	1,6	0,19	0,02	0,05	0,1	0,01	1,83	30	5,27	15,43	51,3
GEO-255-C7	11,97	3,57	1,21	25,87	0,16	0,22	1,74	0,35	0,02	0,06	0,09	0,01	1,94	0	4,72	15,38	49,6
GEO-256-C7	15,46	4,52	1,41	24,2	0,21	0,36	1,93	0,49	0,02	0,06	0,08	0,02	1,82	20	4,39	14,56	47,4
GEO-257-C7	18,1	5,25	1,6	21,25	0,25	0,51	2,07	0,52	0,01	0,06	0,07	0,02	1,83	30	4,1	14,05	45,2
GEO-258-C7	23,98	6,37	1,97	16,07	0,31	0,7	2,31	0,71	0,01	0,06	0,06	0,02	2,05	40	3,08	15,12	45,6
GEO-259-C7	24,01	6,73	2,31	12,96	0,32	0,76	2,38	0,79	0,01	0,06	0,05	0,02	2,38	60	2,29	17,01	46,8
GEO-260-C7	25,19	7,14	2,72	10,94	0,34	0,8	2,45	0,73	0,01	0,06	0,04	0,02	2,79	90	1,86	16,79	46,6
GEO-261-C7	24,07	7,36	2,7	11,99	0,34	0,79	2,5	0,77	0,01	0,07	0,04	0,02	2,59	0	1,93	17,12	46,6
GEO-262-C7	21,86	7,04	2,66	11,71	0,29	0,59	2,37	0,72	0,01	0,07	0,05	0,02	2,68	60	1,98	18,22	49,7
GEO-263-C7	18,1	6,58	2,62	12,3	0,24	0,46	2,2	0,72	0,01	0,07	0,06	0,02	2,8	0	1,88	20,42	53,8
GEO-264-C7	15,17	6,33	2,87	10,54	0,22	0,49	2,13	0,7	0,01	0,07	0,05	0,01	3,39	0	1,54	21,66	56,7
GEO-265-C7	15,24	6,58	2,95	11,33	0,22	0,6	2,16	0,83	0,01	0,07	0,05	0,02	3,37	0	1,54	22,36	55,8
GEO-266-C7	16,29	7,18	2,81	11,71	0,24	0,67	2,3	0,83	0,01	0,07	0,05	0,02	3,07	0	1,62	21,38	54,4
GEO-267-C7	18,69	7,73	2,89	10,6	0,26	0,67	2,43	0,84	0,01	0,08	0,05	0,02	2,99	50	1,49	21,11	53,9
GEO-268-C7	18,84	7,76	3,14	10,26	0,27	0,7	2,45	0,81	0,01	0,07	0,05	0,02	3,09	80	1,4	21,2	53,8
GEO-269-C7	18,32	7,51	3,23	8,64	0,27	0,59	2,41	0,77	0,01	0,07	0,04	0,02	3,51	80	1,02	21,78	56,2
GEO-270-C7	16,04	6,95	3,45	9,21	0,28	0,56	2,34	0,7	0,01	0,08	0,05	0,02	3,22	60	1,1	23,8	59
GEO-271-C7	13,88	5,86	3,26	9,43	0,23	0,34	2,17	0,62	0,01	0,09	0,05	0,02	3,43	70	1,11	25,69	63,2
GEO-272-C7	9,5	3,8	3,46	10,73	0,15	0,16	1,7	0,38	0,01	0,07	0,06	0,01	4,35	80	0,94	28,06	68,8
GEO-273-C7	7,33	2,88	2,49	14,66	0,1	0,11	1,49	0,3	0,01	0,07	0,08	0,01	3,38	40	2,04	27,46	66,6
MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	SrO (%)	P ₂ O ₅ (%)	BaO (%)	PPC (%)	B ppm	S (%)				
GEO-142-C10	25,59	9,97	3,27	8,4	0,44	0,6	1,52	0,07	0,14	0,05	47,8	100	1,47				
GEO-143-C10	21,93	8,71	3,21	8,19	0,39	0,65	1,15	0,07	0,13	0,03	53,5	90	1,72				
GEO-144-C10	17,75	7,24	3,12	7,88	0,33	0,66	0,85	0,09	0,12	0,04	59,3	90	1,72				

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	SrO (%)	P ₂ O ₅ (%)	BaO (%)	PPC (%)	B ppm	S (%)
GEO-145-C10	13,57	5,46	3,19	7,32	0,24	0,71	0,48	0,1	0,12	0,04	66,4	60	2,02
GEO-146-C10	13,4	5,38	3,23	7,44	0,21	0,71	0,45	0,11	0,11	0,04	66,8	40	2,02
GEO-147-C10	10,41	4,75	3,96	13,76	0,2	0,45	0,34	0,11	0,11	0,02	63,1	60	1,63
GEO-148-C10	11,86	5,37	4,1	16,94	0,22	0,46	0,35	0,11	0,11	0,04	57,8	60	1,29
GEO-149-C10	11,07	4,82	3,3	24,43	0,21	0,41	0,38	0,13	0,08	0,02	52,6	70	1,08
GEO-150-C10	11,29	5,09	3,64	22,15	0,22	0,45	0,34	0,12	0,09	0,04	54,1	50	1,18
GEO-151-C10	13	5,91	3,25	22,73	0,25	0,51	0,43	0,12	0,08	0,03	51,2	40	1,04
GEO-152-C10	12,91	6,05	2,89	24,18	0,25	0,53	0,5	0,12	0,07	0,02	49,9	80	0,94
GEO-153-C10	11,93	5,61	2,35	28,38	0,23	0,44	0,52	0,12	0,07	0,03	48,1	60	0,82
GEO-154-C10	15,85	7,46	2,58	20,78	0,28	0,57	0,55	0,11	0,08	0,03	49,1	100	0,97
GEO-155-C10	19,19	8,97	2,66	14,76	0,38	0,76	0,7	0,1	0,1	0,03	49,6	60	1,05
GEO-156-C10	18,6	8,75	2,68	12,68	0,34	0,74	0,66	0,09	0,1	0,04	52,5	50	1,27
GEO-157-C10	15,6	7,93	2,84	12,83	0,29	0,68	0,45	0,09	0,08	0,03	56,4	80	1,39
GEO-158-C10	17,57	8,64	2,84	11,02	0,31	0,74	0,69	0,09	0,09	0,03	55,6	70	1,42
GEO-159-C10	16,92	8,51	2,58	13,64	0,35	0,76	0,63	0,09	0,09	0,03	53,7	50	1,33
GEO-160-C10	16,85	10,11	2,45	10,23	0,34	0,81	0,64	0,08	0,09	0,04	55,6	50	1,49
GEO-161-C10	17,74	9,05	2,99	8,11	0,34	0,87	0,63	0,09	0,11	0,04	58,8	100	1,7
GEO-162-C10	16,5	8,9	3,02	6,77	0,37	0,98	0,53	0,09	0,11	0,04	61,3	70	1,71
GEO-163-C10	15,03	8,34	3,02	6,61	0,29	0,93	0,43	0,09	0,11	0,04	63,8	70	1,79
GEO-164-C10	15,12	8,5	2,93	6,3	0,28	0,86	0,54	0,09	0,11	0,03	64,2	80	1,98
GEO-165-C10	14,75	7,28	2,5	14,74	0,32	0,7	0,41	0,1	0,08	0,02	56,1	70	1,63
GEO-173-C10	15,7	8,01	2,68	16,7	0,3	0,81	0,52	0,1	0,07	0,03	52,2	60	1,32
GEO-174-C10	16,49	8,55	3,16	14,26	0,33	0,85	0,54	0,1	0,09	0,03	54	70	1,46
GEO-191-C10	15,82	7,47	2,13	23,87	0,28	0,71	0,62	0,11	0,07	0,02	46,5	60	1,15
GEO-193-C10	17,63	8,29	1,81	11,57	0,37	1,28	0,4	0,12	0,1	0,04	56,2	90	1,56
GEO-194-C10	16,55	6,91	2,26	11,47	0,33	1,12	0,47	0,1	0,1	0,04	57,9	80	1,79

Fango carbonático (M)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inor (%)	S (%)	N (%)
GEO-70-C8	11,92	2,62	1,113	34,96	0,12	0,022	0,626	2,006	0,104	0,256	43,85	5,96	8,32	0,96	0,21
GEO-110-C8	24,76	3,45	0,778	31	0,2	0,014	0,965	1,374	0,093	0,27	35,65	4,915	5,995	0,58	0,41
420-BEN	5,92	1,86	0,723	32,708	0,084	0,02	0,431	1,202	0,055	0,512	53,31	14,595	6,265	1,27	0,67
400-BEN	11,88	5,23	1,397	29,298	0,183	0,023	1	1,298	0,064	0,512	46,16	10,98	5,83	1,18	0,57
355-BEN	3,07	1,16	0,463	35,095	0,042	0,021	0,22	1,385	0,046	0,539	54,09	13,61	6	1,55	0,73

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O (%) ₃	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inor (%)	S (%)	N (%)
290-BEN	5	1,87	0,73	27,118	0,079	<0,020	0,377	1,225	0,066	0,607	58,26	18,885	6,335	1,86	0,98
270-BEN	4,21	1,59	0,698	34,405	0,07	<0,020	0,297	1,197	0,052	0,512	53,76	13,97	5,89	1,28	0,93
230-BEN	11,68	4,62	1,617	32,919	0,17	0,029	0,89	1,721	0,069	0,512	43,6	9,85	5,72	0,87	0,58
210-BEN	12,85	6,06	1,31	28,524	0,213	0,021	1,109	1,231	0,06	0,485	45,49	12,235	2,985	1,06	0,61
180-ALM	28,24	1,35	0,842	28,594	0,071	<0,005	0,481	1,339	0,27	0,01	35,87	7,10	5,325	1,16	0,51
150-ALM	28,22	3,22	1,268	29,446	0,17	<0,005	0,926	1,959	0,053	0,202	34,53	5,05	5,920	0,74	0,31
140-ALM	24,44	3,35	1,857	30,882	0,167	0,039	0,96	3,495	0,042	0,172	34,59	3,78	6,500	0,58	0,18
120-ALM	10,72	1,14	0,555	41,207	0,069	<0,005	0,315	1,454	0,042	0,202	44,29	5,45	8,135	0,83	0,43

MUESTRA	Ba µg/g	Cr µg/g	La µg/g	Mn µg/g	P µg/g	Sc µg/g	Sr µg/g	V µg/g	Y µg/g	Zn µg/g
GEO-70-C8	128	12	6			2	1365	18	2	28
GEO-110-C8	87	12	9			2	776	15	3	20
420-BEN	86	10	5	135	201	2	892	13	2	10
400-BEN	141	23	12	145	265	4	854	31	4	18
355-BEN	74	7	<5	167	167	1	1064	9	2	<10
290-BEN	84	11	<5	111	238	2	875	13	2	11
270-BEN	72	9	<5	84	190	2	804	12	2	<10
230-BEN	175,6	42	14,3			30	915	45	9,2	14,3
210-BEN	138	22	12	175	237	4	819	31	4	19
180-ALM	69	254	<5	88	111	1	1225,67	15	1	24
150-ALM	122	145	7	118	288	2	923,22	24	3	26
140-ALM	124	105	8	364	244	3	666,48	25	3	35
120-ALM	78	53	<5	85	256	1	1821,71	12	<1	23

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inorg (%)	S (%)	B ppm	SrO (%)	BaO (%)
GEO-123-C7	18,73	5,79	2,03	31	0,22	0,04	0,72	2,01	0,13	0,49	35,2	3,46	6,36	1,19	70	0,14	0,02
GEO-124-C7	16,98	5,64	2,03	32,88	0,19	0,05	0,74	2,01	0,14	0,52	36,3	3,6	6,7	1,04	60	0,14	0,02
GEO-125-C7	16,84	5,7	2,07	33,18	0,24	0,04	0,78	2,02	0,19	0,52	36,4	3,66	6,79	0,92	40	0,14	0,02
GEO-126-C7	17,14	5,74	1,97	32,75	0,21	0,05	0,7	2,03	0,15	0,51	36,7	3,64	6,91	0,66	50	0,14	0,02
GEO-127-C7	17,2	5,77	1,99	33,07	0,2	0,05	0,75	2,06	0,15	0,52	36,7	3,7	6,85	0,59	80	0,14	0,02
GEO-128-C7	17,21	5,77	2,04	33,05	0,2	0,05	0,72	2,06	0,16	0,54	36,8	3,94	6,66	0,61	70	0,14	0,02
GEO-129-C7	16,86	5,73	2,14	32,94	0,2	0,05	0,69	2,08	0,15	0,53	37,1	4,11	6,74	0,62	70	0,14	0,02
GEO-130-C7	17,57	5,87	2,18	33,14	0,2	0,05	0,63	2,1	0,15	0,51	37	3,78	6,82	0,59	60	0,14	0,02
GEO-131-C7	17,36	5,75	2,21	32,97	0,2	0,05	0,54	2,07	0,15	0,44	36,9	3,91	6,69	0,68	60	0,14	0,02

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inorg (%)	S (%)	B ppm	SrO (%)	BaO (%)
GEO-132-C7	17,14	5,72	2,21	32,56	0,22	0,05	0,69	2,03	0,15	0,48	36,8	4,02	6,63	0,69	60	0,14	0,02
GEO-133-C7	17,11	5,74	2,27	32,56	0,22	0,05	0,61	2,04	0,15	0,5	37,1	4	6,7	0,71	60	0,14	0,02
GEO-134-C7	17,26	5,81	2,24	32,28	0,22	0,04	0,66	2,05	0,15	0,51	37,5	4,34	6,51	0,75	110	0,14	0,02
GEO-135-C7	16,07	5,43	2,12	32,66	0,19	0,04	0,69	2,11	0,14	0,53	38	5,17	6,48	0,84	70	0,13	0,02
GEO-136-C7	16,85	5,67	2,24	32,42	0,2	0,05	0,64	2,02	0,14	0,54	37,4	4,33	6,52	0,8	50	0,14	0,02
GEO-137-C7	17,21	5,83	2,3	32,01	0,2	0,05	0,67	2,04	0,14	0,54	37,4	4,42	6,43	0,71	80	0,14	0,02
GEO-138-C7	16,77	5,67	2,31	32,22	0,19	0,05	0,58	2,03	0,14	0,49	38,1	4,93	6,37	0,8	50	0,14	0,02
GEO-139-C7	17,03	5,68	2,26	32,57	0,2	0,05	0,63	2,04	0,14	0,48	37,4	4,41	6,64	0,73	60	0,14	0,02
GEO-140-C7	16,68	5,64	2,41	32,38	0,19	0,05	0,57	2,03	0,14	0,51	37,6	4,55	6,45	0,83	60	0,14	0,02
GEO-148-C7	15,12	5,81	2,23	24,42	0,21	0,02	0,62	1,91	0,12	0,7	42,4	9,83	4,32	2,24	40	0,11	0,02
GEO-149-C7	16,48	6,33	2,22	24,34	0,21	0,02	0,67	2,01	0,11	0,7	41,1	9,11	4,34	1,81	60	0,1	0,02
GEO-150-C7	16,46	5,99	2,17	28,15	0,2	0,03	0,63	1,95	0,1	0,66	40,5	7,4	5,2	1,75	50	0,11	0,02
GEO-151-C7	16,26	6,29	1,88	28,24	0,21	0,03	0,66	2,03	0,09	0,63	39	6,69	5,31	1,64	80	0,11	0,02
GEO-152-C7	17,52	6,74	1,93	29,09	0,23	0,03	0,71	2,19	0,08	0,62	38	5,9	5,4	1,33	60	0,11	0,02
GEO-153-C7	15,51	6,03	1,82	30,42	0,2	0,04	0,59	2,01	0,08	0,56	39	5,94	5,76	1,48	60	0,12	0,02
GEO-154-C7	15,4	5,97	1,84	31,44	0,2	0,04	0,59	2,04	0,08	0,56	39,1	5,77	6,08	1,12	50	0,12	0,02
GEO-155-C7	17,48	6,79	1,98	30,04	0,23	0,04	0,57	2,24	0,09	0,57	38	5,52	5,78	1,05	50	0,12	0,02
GEO-156-C7	18,27	7,05	1,97	29,73	0,25	0,05	0,74	2,31	0,08	0,57	37	4,88	5,82	1,02	70	0,12	0,02
GEO-157-C7	19,24	7,36	2,06	28,56	0,26	0,04	0,84	2,36	0,08	0,62	36,5	5,02	5,58	1,03	50	0,11	0,02
GEO-158-C7	19,53	7,32	2,04	26,49	0,27	0,04	0,8	2,3	0,08	0,64	38,5	5,65	5,25	1,24	60	0,1	0,02
GEO-159-C7	22,36	8,65	2,27	24,94	0,33	0,04	1,17	2,62	0,08	0,99	33,2	4,37	5,05	1,18	60	0,1	0,02
GEO-160-C7	25,22	9,62	2,78	22,9	0,38	0,04	1,23	2,96	0,09	0,82	32,1	4,41	4,73	1,15	90	0,08	0,03
GEO-161-C7	28,06	10,32	2,53	20,83	0,4	0,03	1,48	2,98	0,09	0,87	31,2	5,33	3,8	1,18	90	0,07	0,02
GEO-162-C7	28,97	10,93	2,68	17,76	0,42	0,02	1,6	3,13	0,1	0,91	30	5,44	3,42	1,15	120	0,06	0,03
GEO-163-C7	30,18	10,76	2,51	18,46	0,43	0,02	1,67	3,12	0,1	0,9	30,5	5,88	3,32	1,16	120	0,05	0,03
GEO-164-C7	26,99	9,67	2,45	18,95	0,37	0,02	1,49	2,85	0,11	0,96	34,1	7,35	3,55	1,29	130	0,07	0,03
GEO-165-C7	22,06	8,21	2,23	19,67	0,29	0,02	0,89	2,52	0,12	0,89	41,4	10,83	3,62	1,39	90	0,08	0,02
GEO-166-C7	21,03	8,48	2,28	19,43	0,3	0,02	0,76	2,56	0,13	0,94	42,4	11,34	3,51	1,19	100	0,08	0,02
GEO-219-C7	8,12	2,92	3,49	34,64	0,1	0,05	0,1	1,57	0,06	0,18	41	8,24	6,91	3,24	0	0,12	0,01
GEO-220-C7	10,09	3,64	3,81	30,26	0,14	0,04	0,19	1,63	0,07	0,31	40	9,23	5,97	3,54	0	0,11	0,01
GEO-221-C7	11,88	4,25	2,88	27,7	0,15	0,03	0,29	1,78	0,07	0,42	43,9	11,23	5,22	2,84	0	0,1	0,01
GEO-222-C7	16,62	5,61	4,01	22,45	0,21	0,03	0,61	1,94	0,08	0,64	40,3	11,39	4,26	3,54	50	0,08	0,02
GEO-223-C7	16,98	6,04	3,24	23,53	0,24	0,03	0,78	2,03	0,08	0,69	38,5	9,54	4,76	2,71	40	0,08	0,02
GEO-224-C7	19	6,4	2,7	26,69	0,27	0,03	0,71	2,13	0,07	0,69	38,3	8,57	5,23	2,09	40	0,08	0,02

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inorg (%)	S (%)	B ppm	SrO (%)	BaO (%)
GEO-225-C7	19,31	6,79	2,56	25,24	0,26	0,03	0,88	2,23	0,07	0,61	37,1	7,84	5,11	1,84	90	0,08	0,02
GEO-226-C7	22,56	7,11	2,57	24,79	0,28	0,03	1,12	2,29	0,07	0,65	36,5	7,97	4,88	1,81	70	0,07	0,02
GEO-227-C7	20,98	7,37	2,81	23,21	0,29	0,03	1,08	2,36	0,07	0,71	36,1	7,85	4,75	1,99	60	0,07	0,02
GEO-228-C7	22,07	7,42	3,25	21,84	0,3	0,03	1,24	2,34	0,07	0,78	34,7	7,87	4,63	2,32	50	0,06	0,02
GEO-229-C7	22,64	7,99	2,74	22,41	0,34	0,03	1,23	2,48	0,07	0,78	35,5	7,86	4,44	1,81	60	0,06	0,02
GEO-230-C7	23,16	8,2	3,49	20,01	0,34	0,03	1,34	2,52	0,07	0,67	34,2	8,09	4,01	2,4	90	0,05	0,02
GEO-231-C7	23,66	8,42	2,75	20,3	0,34	0,03	1,51	2,58	0,07	0,76	35,3	7,92	4,33	1,67	70	0,06	0,02
GEO-232-C7	20,1	7,44	3,27	20,42	0,29	0,02	1,2	2,37	0,07	0,75	38,2	10,25	4,2	2,43	60	0,06	0,02
GEO-233-C7	19,04	6,99	3,69	18,79	0,26	0,02	1,02	2,29	0,07	0,78	40,7	12,03	3,57	3,07	80	0,06	0,02
GEO-234-C7	17,92	6,59	3,06	17,35	0,24	0,02	0,77	2,2	0,08	0,75	45,7	14,76	3,14	2,61	70	0,07	0,02

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	S (%)	B ppm	SrO (%)	BaO (%)
GEO-168-C10	13,34	6,75	1,71	28,59	0,27	0,02	0,65	1,34	0,06	0,51	44,9	0,84	40	0,11	0,02
GEO-169-C10	8,46	4,51	1,45	32,98	0,15	0,03	0,27	1,3	0,05	0,31	48,5	0,94	30	0,12	0,02
GEO-170-C10	10,51	5,53	1,84	30,85	0,18	0,02	0,37	1,36	0,06	0,38	47,7	0,9	40	0,12	0,02
GEO-171-C10	6,2	3,39	1,32	35,66	0,13	0,03	0,17	1,19	0,06	0,17	50,1	0,9	40	0,13	0,02
GEO-172-C10	9,96	5,21	2,07	24,33	0,17	0,02	0,33	1,08	0,07	0,45	55	1,32	20	0,11	0,03
GEO-181-C10	11,64	6,15	1,26	35,57	0,23	0,05	0,49	1,47	0,05	0,45	41	0,79	30	0,13	0,03
GEO-182-C10	8,77	4,49	1,22	38,46	0,18	0,05	0,34	1,53	0,04	0,37	43	0,85	20	0,14	0,01
GEO-183-C10	8,31	4,14	1,69	37,94	0,18	0,04	0,38	1,4	0,03	0,39	43,7	0,95	20	0,14	0,01
GEO-184-C10	11,2	5,62	4,78	29,23	0,22	0,03	0,53	1,25	0,07	0,52	45,3	1,15	30	0,12	0,03
GEO-185-C10	10,45	5,25	3,06	30,76	0,19	0,04	0,48	1,39	0,06	0,48	46,3	1,19	30	0,12	0,03
GEO-186-C10	9,1	4,65	2,92	35,34	0,18	0,04	0,44	1,54	0,05	0,47	44,1	1,11	40	0,13	0,01
GEO-187-C10	8,97	4,86	3,5	32,05	0,16	0,03	0,41	1,41	0,06	0,35	46,7	1,22	50	0,12	0,01
GEO-188-C10	6,74	3,76	1,66	38,21	0,12	0,05	0,31	1,46	0,04	0,33	45,7	0,87	0	0,13	0,03
GEO-189-C10	12,21	6,45	1,5	32,05	0,21	0,03	0,6	1,42	0,07	0,51	43,3	0,93	70	0,12	0,02
GEO-190-C10	11,5	5,75	1,52	31,2	0,2	0,02	0,57	1,3	0,06	0,52	46,1	1,08	40	0,12	0,01

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inog (%)	S (%)	B ppm	SrO (%)	BaO (%)
GEO-64-C3	12,05	4,97	2,68	36,89	0,18	0,17	0,79	1,64	0,07	0,3	38,7			0,38	20	0,21	0,02
GEO-65-C3	10,82	4,4	2,41	37,76	0,14	0,19	0,55	1,66	0,06	0,32	39,9	2,69	8,05	0,39	0	0,22	0,03
GEO-66-C3	9,83	3,97	2,2	39,44	0,13	0,19	0,5	1,58	0,06	0,33	40,6			0,37	20	0,23	0,02
GEO-67-C3	9,47	3,85	1,99	39,63	0,12	0,17	0,43	1,52	0,07	0,36	40,9			0,36	0	0,22	0,02

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inog (%)	S (%)	B ppm	SrO (%)	BaO (%)
GEO-68-C3	8,99	3,67	1,81	39,94	0,11	0,16	0,49	1,55	0,06	0,3	41,2			0,37	0	0,22	0,04
GEO-69-C3	8,56	3,47	1,68	41,1	0,11	0,16	0,36	1,57	0,07	0,23	41,3			0,42	0	0,22	0,03
GEO-70-C3	8,19	3,36	1,7	40,56	0,09	0,16	0,42	1,61	0,06	0,32	41,5	2,22	8,99	0,45	30	0,23	0,03
GEO-71-C3	6,3	2,54	1,51	42,94	0,07	0,17	0,31	1,57	0,05	0,29	42,3			0,48	0	0,24	0,02
GEO-72-C3	5,07	2,03	1,44	44,63	0,05	0,16	0,24	1,58	0,03	0,26	42,9			0,47	0	0,25	0,02
GEO-73-C3	4,32	1,73	1,31	45,23	0,04	0,15	0,15	1,55	0,04	0,2	43,3			0,49	0	0,25	0,02
GEO-74-C3	4,39	1,71	1,25	44,95	0,04	0,14	0,23	1,59	0,04	0,24	43,5			0,48	0	0,25	0,01
GEO-75-C3	3,71	1,47	1,15	45,4	0,03	0,13	0,13	1,54	0,04	0,14	44,4	2,09	9,61	0,47	0	0,25	0,02
GEO-76-C3	4,34	1,72	1,04	44,64	0,05	0,11	0,17	1,57	0,05	0,24	44,1			0,45	0	0,25	0,02
GEO-77-C3	5,03	1,93	1,08	43,99	0,05	0,1	0,15	1,45	0,04	0,17	44,1			0,44	0	0,24	0,03
GEO-78-C3	4,31	1,7	0,99	44,95	0,06	0,1	0,17	1,42	0,04	0,22	44			0,4	0	0,24	0,02
GEO-79-C3	4,65	1,94	0,96	45,18	0,08	0,1	0,2	1,4	0,04	0,23	43,6			0,36	0	0,23	0,03
GEO-80-C3	5,77	2,57	1,07	43,75	0,08	0,11	0,26	1,39	0,05	0,22	42,8	1,61	8,65	0,4	0	0,23	0,02
GEO-81-C3	7,48	3,36	1,18	42,45	0,1	0,1	0,34	1,54	0,04	0,24	41,8			0,37	0	0,22	0,02
GEO-82-C3	9,04	4,23	1,25	41,41	0,12	0,09	0,51	1,55	0,05	0,25	40,3			0,36	40	0,21	0,02
GEO-83-C3	9,79	4,59	1,41	40,12	0,13	0,1	0,52	1,63	0,03	0,28	39,8			0,36	20	0,2	0,02
GEO-84-C3	9,8	4,69	1,36	39,32	0,13	0,11	0,55	1,67	0,05	0,38	40,2			0,37	0	0,2	0,02
GEO-104-C3	3,27	1,09	1,43	45,17	0,03	0,1	0,11	1,26	0,07	0,15	45,6			1,33	40	0,19	0,02
GEO-105-C3	1,92	0,66	1,05	48,03	0	0,11	0,07	1,34	0,05	0,11	44,6	3,56	9,67	1,06	0	0,2	0,02
GEO-106-C3	1,39	0,49	0,75	49,89	0	0,1	0,04	1,52	0,04	0,09	44,3			0,8	0	0,21	0,01
GEO-107-C3	1,14	0,4	0,52	49,62	0,03	0,09	0,03	1,56	0,04	0,07	44,4			0,71	0	0,21	0,01
GEO-108-C3	1,2	0,43	0,45	49,78	0	0,09	0,03	1,52	0,04	0,06	44,5			0,61	30	0,21	0,01
GEO-109-C3	1,24	0,44	0,44	49,62	0	0,08	0,03	1,45	0,04	0,06	44,6			0,6	0	0,21	0,01
GEO-110-C3	1,24	0,43	0,53	49,72	0	0,08	0,04	1,42	0,04	0,08	44,4	2,32	8,3	0,65	0	0,2	0,01
GEO-111-C3	1,27	0,44	1,33	50,55	0	0,08	0,04	1,41	0,04	0,09	42,7			1,32	0	0,2	0,01
GEO-112-C3	1,3	0,45	3,13	47,1	0	0,07	0,03	1,32	0,04	0,07	39,2			2,8	0	0,19	0,01
GEO-113-C3	1,54	0,46	1,62	51,11	0	0,06	0,03	1,28	0,04	0,07	41,9			1,68	0	0,2	0,01
GEO-114-C3	1,32	0,41	1,07	48,6	0	0,06	0,04	1,25	0,05	0,08	43,3			1,28	0	0,21	0,01
GEO-115-C3	1,29	0,38	0,71	48,16	0	0,06	0,02	1,17	0,05	0,04	44,7	2,56	9,2	0,92	0	0,2	0,01
GEO-116-C3	1,33	0,39	0,53	48,93	0	0,06	0,03	1,14	0,05	0,06	45,3			0,77	0	0,19	0,01
GEO-117-C3	1,4	0,43	0,44	48,69	0	0,06	0,03	1,09	0,05	0,06	45,8			0,67	0	0,19	0,01
GEO-118-C3	1,55	0,49	0,35	48,15	0	0,05	0,03	1,03	0,06	0,05	46,4			0,69	0	0,18	0,01
GEO-119-C3	1,86	0,61	0,36	46,87	0	0,05	0,04	1,07	0,06	0,08	47,3			0,66	30	0,18	0,01
GEO-120-C3	1,9	0,64	0,39	46,78	0	0,05	0,03	1,09	0,06	0,06	47,3	3,92	10,46	0,66	20	0,18	0,01

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	P ₂ O ₅ (%)	Na ₂ O (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inog (%)	S (%)	B ppm	SrO (%)	BaO (%)
GEO-121-C3	1,66	0,55	0,36	47,7	0	0,05	0,04	1,04	0,06	0,07	46,9			0,69	0	0,18	0,01
GEO-122-C3	1,64	0,57	0,37	47,24	0	0,05	0,03	1,09	0,05	0,06	47,2			0,64	0	0,18	0,01
GEO-133-C3	0,89	0,25	0,32	47,84	0	0,07	0,02	1,41	0,05	0,04	47,5			0,81	0	0,22	0,01
GEO-134-C3	1,28	0,36	0,32	47,89	0	0,07	0,04	1,41	0,05	0,08	46,5			0,81	0	0,22	0,01
GEO-135-C3	3,77	1,12	0,51	43,11	0,02	0,06	0,11	1,4	0,08	0,13	48	5,52	9,77	0,94	30	0,21	0,01
GEO-153-C3	2,18	0,7	0,68	44,53	0,02	0,08	0,04	1,22	0,09	0,06	47,5			1,19	0	0,2	0,01
GEO-154-C3	2,01	0,65	0,53	46,93	0	0,12	0,06	1,46	0,07	0,08	46			1,01	0	0,22	0,01
GEO-155-C3	1,77	0,55	0,4	47,74	0	0,15	0,05	1,61	0,07	0,09	45,5	4,32	9,64	0,9	0	0,23	0,01
GEO-168-C3	3,11	1	0,65	45,52	0,03	0,09	0,08	1,14	0,06	0,1	45,6			1	0	0,22	0,01
GEO-169-C3	2,93	0,96	0,69	45,06	0,02	0,09	0,09	1,1	0,06	0,12	45,7			1,22	20	0,22	0,01
GEO-170-C3	3,18	1,04	0,62	46,06	0,03	0,09	0,11	1,15	0,06	0,11	45,4	4,65	9,68	1,03	30	0,22	0,01
GEO-171-C3	3,16	1,03	0,67	45,96	0,02	0,09	0,07	1,15	0,06	0,09	45,6			1,17	0	0,22	0,01
GEO-172-C3	3,21	1,05	0,88	45,58	0,03	0,09	0,08	1,17	0,06	0,1	45,8			1,21	0	0,22	0,01
GEO-173-C3	3,21	1,04	0,85	46,9	0,02	0,1	0,12	1,18	0,06	0,14	44,7			1,18	0	0,23	0,01
GEO-174-C3	3,27	1,07	0,83	47,1	0,02	0,11	0,16	1,16	0,06	0,15	44,4			1,13	0	0,23	0,01
GEO-175-C3	3,84	1,19	0,93	47,03	0,02	0,12	0,18	1,14	0,06	0,16	43,7	4,76	9,5	1,17	0	0,22	0,01
GEO-176-C3	3,97	1,23	0,86	46,58	0,03	0,12	0,15	1,14	0,06	0,16	43,6			0,91	0	0,23	0,01
GEO-177-C3	4,18	1,27	0,85	46,65	0,03	0,12	0,19	1,14	0,06	0,19	43,7			1,04	0	0,23	0,01
GEO-178-C3	4,71	1,43	0,86	46,15	0,03	0,12	0,17	1,12	0,06	0,18	43,5			0,94	0	0,21	0,01
GEO-179-C3	4,92	1,45	0,94	46,7	0,04	0,12	0,18	1,1	0,06	0,18	42,9			1,01	0	0,2	0,01
GEO-180-C3	4,92	1,41	1	46,62	0,04	0,12	0,19	1,04	0,06	0,15	42,6	3,63	8,85	1,06	0	0,2	0,01

Carófitas (Ch)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	B ppm	S (%)	C. org (%)	C. inorg (%)
GEO-123-C3	1,38	0,49	0,32	47,12	1,23	0,05	0,02	0	0,04	0,04	0,18	0,01	47,3	20	0,69		
GEO-124-C3	1,79	0,63	0,61	45,02	1,24	0,06	0,03	0	0,04	0,04	0,18	0,01	48,4	0	1,04		
GEO-139-C3	3	0,74	0,47	47,42	1,5	0,08	0,05	0,01	0,09	0,04	0,24	0,01	44,7	40	0,77		
GEO-140-C3	1,67	0,41	0,29	48,95	1,52	0,05	0,02	0	0,09	0,03	0,25	0,01	45,2	0	0,67	2,77	8,75
GEO-141-C3	1,04	0,25	0,23	50,19	1,54	0,05	0,02	0	0,09	0,03	0,26	0,01	45	0	0,67		
GEO-142-C3	0,96	0,28	0,26	48,77	1,42	0,08	0,03	0	0,09	0,04	0,25	0,01	45,9	0	0,79		
GEO-143-C3	0,67	0,21	0,31	49,21	1,27	0,06	0,02	0	0,14	0,05	0,26	0,01	45,9	0	0,91		
GEO-144-C3	0,47	0,12	0,25	49,17	1,24	0,05	0,02	0	0,17	0,05	0,26	0,01	45,4	0	0,83		
GEO-145-C3	0,48	0,14	0,32	50,2	1,27	0,03	0,01	0	0,2	0,04	0,26	0,01	45,1	20	0,95	2,07	11,28

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	B ppm	S (%)	C. org (%)	C. inorg (%)
GEO-146-C3	0,52	0,17	0,33	50,14	1,27	0,07	0,02	0	0,2	0,04	0,26	0,01	45,1	20	0,88		
GEO-147-C3	0,47	0,13	0,37	50,45	1,27	0,05	0,02	0	0,18	0,04	0,25	0,01	44,9	0	0,88		
GEO-148-C3	0,49	0,13	0,26	50,1	1,26	0,04	0,01	0	0,16	0,04	0,23	0,01	45,3	0	0,8		
GEO-149-C3	0,79	0,21	0,2	50,03	1,27	0,05	0,02	0	0,12	0,04	0,21	0,01	45,3	20	0,7		
GEO-150-C3	1,41	0,35	0,23	49,09	1,33	0,05	0,02	0	0,11	0,04	0,21	0,01	45,2	0	0,55	2,44	10,4
GEO-151-C3	2,46	0,6	0,35	49,06	1,37	0,06	0,04	0	0,1	0,03	0,21	0,01	44,5	0	0,63		
GEO-152-C3	2,44	0,65	0,49	47,95	1,32	0,07	0,04	0	0,1	0,04	0,21	0,01	45,3	0	0,8		
GEO-160-C3	0,61	0,16	0,63	44,77	1,09	0,03	0,01	0	0,1	0,07	0,19	0,01	49,5	20	1,3	5,77	10,34
GEO-161-C3	0,62	0,2	0,64	44,03	1,15	0,03	0,01	0	0,11	0,09	0,19	0,01	50,1	20	1,44		
GEO-166-C10	6,95	3,68	1,39	36,62	1,34	0,24	0,21	0,15	0,05	0,05	0,13	0,01	47,8	30	0,83		
GEO-167-C10	7,41	3,85	1,4	36,6	1,42	0,28	0,24	0,15	0,05	0,05	0,13	0,02	46,8	30	0,83		
GEO-175-C10	7,14	3,67	1,66	33,51	1,22	0,24	0,22	0,14	0,03	0,05	0,13	0,02	50,2	30	0,85		
GEO-176-C10	4,86	2,5	1,35	37,58	1,35	0,22	0,15	0,08	0,04	0,04	0,14	0,03	50,1	70	0,92		
GEO-177-C10	6,85	3,58	1,68	31,05	1,22	0,19	0,15	0,19	0,04	0,05	0,14	0,02	53,3	20	1,23		
GEO-178-C10	8,39	4,76	1,45	32,53	1,34	0,39	0,32	0,17	0,04	0,05	0,14	0,02	49	40	1,05		
GEO-179-C10	11,89	6,76	1,59	27,95	1,25	0,62	0,57	0,26	0,02	0,06	0,12	0,02	47,3	70	1,12		
GEO-180-C10	12,03	6,53	1,35	33,6	1,42	0,49	0,6	0,26	0,04	0,05	0,14	0,02	42,2	20	0,89		

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	P ₂ O ₅ (%)	PPC (%)	C. org (%)	C. inorg (%)	N (%)	S (%)	Ba µg/g	Cr µg/g	Sr µg/g
330-BEN	0,72	0,21	0,10	46,09	1,30	0,35	0,04	0,01	0,02	0,04	49,38	6,67	7,16		0,70	74,00	3,00	1264
GEO-130-C8	0,39	0,13	0,112	51,8	1,851	0,175	0,038	0	0,002	0,017	42,68	1,875	10,915	0,17	0,59	47	2	2182

Arenas con bioclastos (Sb)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	C.org (%)	C.inorg (%)	S (%)	N (%)	Ba µg/g	Ce µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	La µg/g	Rb µg/g	Sc µg/g	Sr µg/g	V µg/g	Y µg/g	Zn µg/g
2070-ALM	53,05	3,69	1,281	21,65	0,139	0,013	1,15	0,66	0,539	0,015	0,8	3,785	0,24	0,028	133	11	101	8	8	34	3	201	19	4	23
2050-ALM	47,47	2,83	1,25	25,84	0,104	0,013	0,914	0,543	0,391	0,01	1,1	4,355	0,2	0,028	102	10	94	0	7	25	2	206	18	4	23
2030-ALM	51,65	3,1	1,068	23,31	0,12	0,008	0,991	0,563	0,418	0,011	0,8	4,085	0,24	0,015	118	12	106	0	8	27	2	222	17	4	21
2010-ALM	53,71	3,6	1,294	21,55	0,135	0,013	1,143	0,577	0,445	0,013	1,1	2,62	0,17	0,013	129	11	93	9	8	31	3	216	22	4	25
1990-ALM	49,42	3,71	2,064	23,36	0,13	0,026	1,192	0,561	0,458	0,011	1,0	3,975	0,23	0,028	132	10	108	0	7	32	3	227	23	4	26
1970-ALM	47,93	2,82	1,112	25,64	0,106	0,012	0,909	0,465	0,364	0,01	0,2	4,67	0,17	0,015	102	9	107	0	7	22	2	225	17	3	19
1950-ALM	54,03	2,97	0,988	22,35	0,119	0,01	0,977	0,437	0,391	0,006	0,1	4,57	0,18	0,022	114	11	113	0	8	25	2	215	18	4	22
1930-ALM	55,83	3,11	1,079	21,04	0,122	0,011	1,032	0,421	0,377	0,008	0,1	3,775	0,15	0,019	120	10	156	0	8	27	2	219	18	4	18
1910-ALM	41,97	2,66	0,831	29,14	0,114	0,008	0,789	0,53	0,297	0,005	0,2	5,915	0,17	0,032	96	11	72	0	7	22	2	311	16	4	18

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	C.org (%)	C.inorg (%)	S (%)	N (%)	Ba μg/g	Ce μg/g	Cr μg/g	Cu μg/g	La μg/g	Rb μg/g	Sc μg/g	Sr μg/g	V μg/g	Y μg/g	Zn μg/g
1890-ALM	48,04	3,05	0,865	25,26	0,128	0,009	0,92	0,525	0,404	0,005	0,2	5,16	0,14	0,011	111	12	79	0	8	27	2	272	19	5	26
1870-ALM	51,02	2,99	0,854	23,77	0,129	0,009	0,944	0,515	0,35	0,003	0,2	4,435	0,11	0,076	115	12	113	0	8	27	2	297	18	4	20
1850-ALM	48,52	3,09	0,831	25,11	0,138	0,008	0,939	0,481	0,404	0,004	0,1	5,16	0,11	0,009	111	13	83	8	8	25	2	250	18	4	29
1830-ALM	47,07	2,85	0,781	26,09	0,127	0,008	0,871	0,473	0,377	0,003	0,2	5,37	0,12	0,036	107	13	73	11	8	24	2	293	18	4	36
1810-ALM	37,93	2,16	0,604	31,95	0,086	0	0,737	0,372	0,297	0,004	0,1	6,585	0,11	0,015	88	7	67	0	5	0	2	289	13	2	22
1790-ALM	43,89	2,76	0,78	27,82	0,114	0,009	0,844	0,521	0,391	0,004	0,1	5,795	0,12	0,011	100	10	85	0	7	21	2	303	17	3	25
1770-ALM	54,87	3,37	0,815	21,37	0,119	0,007	1,063	0,402	0,485	0	0,1	4,21	0,1	0,016	125	12	96	0	8	29	2	240	18	4	28
1750-ALM	55,06	3,07	0,786	21,71	0,106	0,006	1,001	0,369	0,458	0	0,1	4,13	0,09	0,016	121	10	141	0	7	26	2	239	16	3	25
1730-ALM	49,22	2,79	0,716	25,41	0,093	0	0,98	0,395	0,458	0	0,1	5,21	0,12	0,016	114	8	91	0	6	25	2	276	15	3	27
1710-ALM	45,52	2,69	0,828	27,18	0,104	0,008	0,886	0,438	0,404	0	0,2	5,595	0,16	0,016	100	8	97	0	6	22	2	377	16	3	24
1690-ALM	42,32	2,26	0,805	29,34	0,108	0,01	0,739	0,47	0,337	0,003	0,2	5,965	0,23	0,017	88	10	72	31	7	0	2	402	18	3	42
1670-ALM	42,18	2,28	0,814	29,34	0,109	0,011	0,711	0,47	0,337	0,004	0,2	6,02	0,23	0,044	88	10	85	38	7	21	2	386	17	3	52

Arenas masivas (Sm)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	C.org (%)	C.inorg (%)	S (%)	N (%)	Ba μg/g	Ce μg/g	Cr μg/g	Cu μg/g	La μg/g	Rb μg/g	Sc μg/g	Sr μg/g	V μg/g	Y μg/g	Zn μg/g
1170-ALM	49,74	4,67	1,893	21,4	0,239	0,02	1,362	1,161	0,324	0,032	4,605	0,115	0,09	0,025	153	19	116	0	11	49	3	332	26	5	23
1150-ALM	68,52	2,06	0,762	14,628	0,155	0,007	0,765	0,563	0,256	0,006	3,115	0,105	0,08	0,012	83	12	178	0	7	24	1	160	10	3	12
1130-ALM	69,57	2,2	0,663	13,967	0,125	0,007	0,89	0,476	0,27	0,003	3,085	0,065	0,06	0,009	94	12	157	0	7	27	1	142	10	3	11
1110-ALM	68,53	2,42	0,654	14,483	0,146	0,005	0,961	0,486	0,256	0,003	3,445	0,075	0,05	0,008	106	14	154	0	8	29	2	135	12	3	12
1090-ALM	65,46	2,61	0,704	15,758	0,152	0,007	1,031	0,61	0,283	0,008	3,13	0,1	0,05	0,013	104	12	142	0	8	30	2	144	12	3	12
1070-ALM	69,11	2,32	0,619	14,285	0,16	0	0,917	0,411	0,256	0,003	2,605	0,065	0,04	0,012	97	17	154	0	9	27	1	128	11	3	11
1050-ALM	65,72	2,59	0,68	15,63	0,169	0,007	1,022	0,617	0,283	0,008	3,44	0,04	0,05	0,012	104	15	120	0	9	30	2	144	12	4	11
1030-ALM	68,17	2,44	0,619	14,602	0,15	0	0,996	0,482	0,27	0,008	3,115	0,065	0,05	0,16	104	14	135	0	8	29	2	138	11	3	13
1010-ALM	64,47	1,87	0,637	16,873	0,088	0,005	0,736	0,846	0,243	0,007	3,63	0,1	0,11	0,009	92	9	145	12	6	22	1	162	10	3	15
990-ALM	64,6	2,14	0,682	16,348	0,129	0,007	0,833	1,005	0,242	0,007	3,535	0,155	0,11	0,011	97	11	163	0	7	25	1	157	10	3	13
970-ALM	67,62	1,92	0,586	15,043	0,113	0,005	0,752	0,847	0,216	0,003	3,245	0,125	0,09	0,012	91	9	149	0	6	23	1	142	10	3	14
950-ALM	73,5	1,54	0,589	12,512	0,088	0	0,604	0,498	0,229	0	2,7	0,09	0,1	0,011	85	10	191	0	6	0	1	120	9	2	14
930-ALM	72,76	1,52	0,553	12,878	0,109	0	0,567	0,544	0,202	0	2,75	0,12	0,09	0,015	75	10	145	0	5	0	1	119	9	2	11
910-ALM	72,06	1,69	0,563	13,065	0,122	0	0,636	0,608	0,229	0,003	2,85	0,1	0,09	0,018	83	9	135	0	6	0	1	123	9	2	14
890-ALM	72,6	1,54	0,516	12,978	0,103	0	0,599	0,534	0,216	0,002	2,77	0,09	0,08	0,008	82	9	142	0	6	0	1	123	8	2	12
870-ALM	73,98	1,5	0,515	12,332	0,095	0	0,594	0,462	0,202	0	2,66	0,1	0,08	0,011	76	8	145	0	0	0	1	112	8	2	11
850-ALM	68,66	1,66	0,65	14,912	0,118	0	0,604	0,603	0,202	0,002	3,155	0,115	0,14	0,015	79	9	128	0	6	0	1	160	9	2	16
830-ALM	72,88	1,52	0,738	12,86	0,095	0	0,575	0,462	0,202	0	2,735	0,115	0,08	0,007	81	7	229	0	6	0	1	127	9	2	11

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	C.org (%)	C.inorg (%)	S (%)	N (%)	Ba μg/g	Ce μg/g	Cr μg/g	Cu μg/g	La μg/g	Rb μg/g	Sc μg/g	Sr μg/g	V μg/g	Y μg/g	Zn μg/g
810-ALM	74,71	1,54	0,56	11,914	0,109	0	0,596	0,477	0,189	0	2,58	0,08	0,08	0,009	78	10	182	0	6	0	1	113	9	3	0
790-ALM	74,34	1,57	0,519	11,892	0,095	0	0,634	0,686	0,201	0	2,62	0,08	0,06	0,009	82	8	187	0	6	0	1	110	8	2	0
770-ALM	74,45	1,57	0,52	11,908	0,096	0,02	0,635	0,687	0,189	0	2,575	0,115	0,06	0,009	84	9	180	0	6	0	1	113	8	2	0
750-ALM	57,34	1,89	0,907	20,734	0,104	0	0,611	0,868	0,229	0,009	4,165	0,375	0,31	0,018	94	10	117	0	7	20	2	288	12	3	16
730-ALM	55,09	1,91	0,919	21,941	0,093	0,005	0,614	0,891	0,216	0,011	4,46	0,3	0,27	0,016	92	9	110	0	7	20	2	280	12	3	15
710-ALM	61,61	1,76	0,9	18,784	0,093	0,005	0,568	0,708	0,229	0,009	3,85	0,27	0,31	0,011	89	9	116	0	6	0	1	210	10	3	13
690-ALM	60,54	1,98	1,009	19,092	0,097	0,006	0,661	0,744	0,283	0,013	3,835	0,275	0,33	0,014	107	11	119	0	7	21	1	242	11	3	15
670-ALM	59,48	1,44	0,766	20,336	0,081	0	0,456	0,631	0,216	0,006	4,115	0,235	0,26	0,011	84	9	123	0	6	0	1	208	10	3	12
1210-BEN	35,64	1,33	0,705	33,56	0,062	0,029	0,352	0,475	0,162	0,027	0,28	6,73	0,12	0	33,3	35,8	39	0	10	11,2	32	197,8	9	4,7	7,1
1190-BEN	49,13	1,22	0,333	26,88	0,048	0	0,291	0,185	0,148	0	0,31	5,22	0,13	0	38,6	25,2	39	2,1	8,6	11	26	157,7	7	3,8	5,4
1170-BEN	33,56	2,53	0,787	33,46	0,111	0,057	0,763	0,656	0,283	0	0,31	6,96	0,21	0	92,2	38,2	40	17,9	11	28,2	34	246,6	22	7,8	15,2
1150-BEN	54,64	1,45	0,404	23,43	0,077	0	0,364	0,245	0,202	0	0,04	4,985	0,15	0	42,5	22,5	55	5,1	10,9	12,8	21	150	10	5,2	7,2
1100-BEN	40,94	2,88	0,796	29,33	0,106	0	0,867	0,6	0,324	0	0,04	6,365	0,14	0	106,7	35,9	46	3,2	13,4	31,7	29	208	17	7,6	13,5
1050-BEN	51,43	3,25	0,888	23,29	0,133	0	0,993	0,552	0,377	0	0,07	4,945	0,02	0	323,5	34,4	51	3,6	16,1	34,8	26	216,6	19	8,5	15,3
950-BEN	48,96	3,99	1,076	23,60	0,155	0,028	1,076	0,709	0,418	0	0,07	5,095	0,1	0	114,1	33,7	79	0	15,7	32,3	29	208,6	19	8,2	13,9
925-BEN	42,33	3,03	0,83	28,46	0,113	0	0,917	0,626	0,35	0	0,06	6,06	0,09	0	117,1	36,7	50	0,6	12,7	32,5	27	212,9	20	8,3	13,7
850-BEN	53,82	3,82	1,088	21,02	0,151	0	1,151	0,787	0,445	0	0,06	4,55	0,06	0	146	39,6	49	3,7	10,3	40,5	23	228,3	22	9,9	24,5
750-BEN	52,49	3,79	1,116	21,67	0,152	0	1,105	0,811	0,431	0	0,15	4,64	0,1	0	133,5	32,4	57	3,2	9,4	39,8	21	232,8	23	10	16,2
700-BEN	41,3	2,46	0,792	29,46	0,101	0,027	0,626	0,786	0,31	0	0,15	6,205	0,06	0	78,5	36,3	62	0	8,6	23,2	30	257	17	8,3	12,7
650-BEN	58,22	3,33	0,9	19,26	0,118	0	1,035	0,519	0,404	0	0,08	4,125	0,11	0	133,4	27,1	48	0	13	35,7	20	217,9	18	7,6	17,5
600-BEN	47,73	3,04	0,727	25,13	0,122	0,022	0,864	0,647	0,391	0	0,08	5,265	0,1	0	117,3	33,5	52	2	12,9	31,2	24	299,5	17	8,4	11,8
550-BEN	54,48	3,07	0,849	21,59	0,113	0	0,899	0,555	0,35	0	0,07	4,655	0,07	0	115,2	28,8	51	1,5	8,1	31,4	19	254	17	7,7	11,2

Arenas grises (SI)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	C.inorg (%)	C.org (%)	S (%)	N (%)
550-ALM	26,11	3,32	1,21	36,75	0,169	0	0,927	1,021	0,243	0,022	7,105	0,715	0,59	0,013
530-ALM	32,1	6,31	2,215	30,03	0,335	0,018	1,595	1,261	0,31	0,045	5,455	0,895	0,8	0,032
490-ALM	14,84	3,08	1,235	46,84	0,152	0	0,781	1,122	0,189	0,023	7,43	0,6	0,65	0,015
470-ALM	29,88	3,82	1,217	34,13	0,202	0	1,073	1,013	0,229	0,025	6,695	0,535	0,5	0,033
450-ALM	27,98	4,63	1,585	34,30	0,241	0,008	1,213	1,095	0,229	0,033	6,545	0,665	0,67	0,029
430-ALM	34,27	4,82	1,47	29,45	0,245	0,007	1,316	1,04	0,256	0,026	5,795	0,465	0,52	0,027
410-ALM	35,01	3,75	1,201	31,31	0,191	0	1,146	0,972	0,256	0,021	6,055	0,565	0,52	0,028
390-ALM	41,16	2,29	0,628	29,09	0,115	0	0,953	0,922	0,27	0,01	5,96	0,43	0,3	0,028

370-ALM	54,73	3,11	1,017	20,47	0,191	0	1,137	0,79	0,256	0,025	3,925	1,045	0,39	0,041
330-ALM	50,75	4,11	1,821	19,36	0,239	0,018	1,243	1,502	0,297	0,03	3,26	2,97	0,87	0,113
320-ALM	35,45	5,79	2,643	19,67	0,306	0,02	1,614	1,54	0,324	0,049	2,365	6,105	1,4	0,027
310-ALM	46,16	3,66	1,738	20,91	0,187	0,01	1,184	1,432	0,337	0,028	3,535	4,105	0,86	0,156
300-ALM	40,16	2,55	1,363	21,31	0,1	0	0,956	1,157	0,324	0,03	3,185	7,065	0,96	0,18
290-ALM	54,6	2,39	0,931	20,94	0,083	0	1,068	0,87	0,283	0,012	4,19	1,01	0,28	0,19
270-ALM	58,17	2,38	0,83	19,61	0,086	0	1,125	0,77	0,27	0,014	3,92	0,53	0,23	0,177
250-ALM	54,29	2,21	0,846	21,27	0,09	0	1,001	0,886	0,27	0,012	3,485	1,225	0,27	0,078
230-ALM	42,27	2,12	1,023	24,25	0,09	0	0,869	1,227	0,283	0,017	3,86	4,95	0,79	0,261
220-ALM	50,85	1,9	0,766	22,97	0,094	0	0,786	1,156	0,283	0,007	3,415	2,455	0,39	0,098
210-ALM	51,33	1,46	0,719	23,28	0,075	0	0,622	1,058	0,283	0,005	4,395	1,145	0,29	0,062
200-ALM	30,22	1	0,611	32,96	0,052	0	0,395	1,575	0,283	0,005	6,395	3,315	0,75	0,233

MUESTRA	Mn µg/g	P µg/g	Ba µg/g	Ce µg/g	Co µg/g	Cr µg/g	La µg/g	Li µg/g	Rb µg/g	Sc µg/g	Sr µg/g	V µg/g	Y µg/g	Zn µg/g
550-ALM	139	165	116	14	3	50	8	20	31	3	738	18	4	24
530-ALM	223	239	162	24	6	54	13	30	56	5	689	34	7	38
490-ALM	144	187	131	16	3	26	9	20	34	3	844	20	4	27
470-ALM	141	176	132	15	2	36	9	21	35	3	762	20	5	25
450-ALM	167	201	533	19	4	41	11	24	41	4	861	26	5	29
430-ALM	166	188	145	19	4	47	11	26	44	4	629	27	6	31
410-ALM	167	181	119	19	3	57	11	19	39	3	644	20	5	26
390-ALM	133	118	101	12	0	62	8	12	29	2	616	10	4	16
370-ALM	118	168	94	17	2	143	10	15	31	2	304	16	4	21
330-ALM	207	189	109	17	3	179	10	23	40	3	282	27	5	27
320-ALM	223	280	142	22	5	195	13	30	59	5	366	43	8	44
310-ALM	165	206	113	14	4	288	9	21	39	3	451	30	5	35
300-ALM	102	177	88	7	3	306	5	14	24	2	578	21	2	25
290-ALM	121	138	103	8	2	267	6	15	31	2	350	12	3	16
270-ALM	115	131	110	10	0	274	6	12	35	1	279	11	3	14
250-ALM	115	129	100	8	0	279	5	12	30	1	435	12	3	13
230-ALM	108	144	95	8	4	312	5	11	24	2	699	16	2	17
220-ALM	113	116	88	6	0	242	5	10	24	1	669	12	2	13
210-ALM	105	105	83	8	0	320	0	10	0	1	823	11	2	13
200-ALM	111	100	72	0	0	251	0	0	0	1	1000	10	1	14

Limos arcillosos con *Cerastoderma glaucum* (Fv)

MUESTRA	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	TiO ₂ (%)	MnO (%)	K ₂ O (%)	MgO (%)	Na ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	C.inorg (%)	C.org (%)	S (%)	N (%)
1650-ALM	5,00	0,94	0,44	51,31	0,03	0,01	0,23	0,88	0,22	0	10,36	0,31	0	0,03
1630-ALM	25,08	7,02	1,71	32,99	0,29	0,03	1,76	1,42	0,39	0,02	6,49	0,23	0	0,02
1610-ALM	10,52	1,61	0,62	46,94	0,06	0	0,41	0,92	0,20	0	9,22	0,33	0	0,03
1590-ALM	26,14	8,16	1,96	30,78	0,33	0,03	2,04	1,66	0,39	0,02	6,55	0,15	0	0,04
1570-ALM	24,80	6,80	1,64	33,18	0,28	0,02	1,70	1,35	0,40	0,01	6,96	0,23	0	0,04
1550-ALM	25,41	6,87	1,59	32,94	0,28	0,03	1,72	1,35	0,36	0,02	6,94	0,17	0	0,04
1530-ALM	16,25	4,09	1,07	41,23	0,17	0,03	1,07	1,24	0,28	0,01	8,47	0,18	0	0,03
1510-ALM	25,57	6,52	1,67	33,79	0,26	0,02	1,67	1,29	0,34	0,02	6,88	0,25	0	0,03
1490-ALM	31,41	13,40	3,87	21,03	0,53	0,03	3,47	2,60	0,42	0,02	3,37	0,59	1	0,04
1470-ALM	15,36	5,78	3,23	38,35	0,22	0,05	1,43	1,25	0,27	0,02	7,14	0,84	2	0,06
1450-ALM	19,14	7,93	3,80	33,20	0,29	0,04	1,99	1,66	0,36	0,03	5,98	1,09	2	0,03
1430-ALM	24,57	6,59	1,58	33,69	0,28	0,03	1,71	1,35	0,39	0,02	6,95	0,13	0	0,03
1410-ALM	32,41	5,76	1,63	30,21	0,28	0,02	1,54	1,39	0,40	0,03	5,81	0,65	0	0,04
1390-ALM	17,00	5,55	2,64	37,79	0,21	0,04	1,33	1,26	0,30	0,02	6,96	0,88	1	0,02
1370-ALM	25,44	5,86	2,07	33,74	0,27	0,02	1,39	1,53	0,38	0,04	6,23	0,98	1	0,04
1350-ALM	23,91	5,30	1,98	35,07	0,25	0,02	1,30	1,60	0,36	0,04	5,59	1,11	1	0,05
1330-ALM	28,18	7,11	2,37	30,85	0,32	0,02	1,65	1,61	0,39	0,04	5,71	0,94	1	0,05
1310-ALM	24,13	6,34	2,24	34,29	0,27	0,03	1,43	1,40	0,35	0,03	6,41	0,71	1	0,04
1290-ALM	23,10	5,58	1,97	35,23	0,25	0,02	1,30	1,39	0,35	0,03	6,87	0,70	1	0,04
1270-ALM	25,07	6,12	2,38	30,75	0,29	0,03	1,60	1,69	0,46	0,04	5,66	2,00	1	0,09
1250-ALM	25,32	8,33	3,12	26,29	0,34	0,05	2,19	2,32	0,46	0,05	4,68	2,88	1	0,13
1230-ALM	25,16	8,62	3,19	28,87	0,35	0,05	2,21	2,46	0,46	0,06	3,99	2,41	1	0,11
1210-ALM	24,18	7,22	2,75	30,88	0,29	0,04	1,88	2,14	0,46	0,04	5,35	2,15	1	0,10
1190-ALM	15,19	5,46	2,08	34,52	0,18	0,03	1,45	1,99	0,40	0,03	6,88	2,87	1	0,18
480-BEN	19,88	3,32	1,17	39,52	0,14	0,03	0,71	1,29	0,05	0,20	7,59	0,40	0	0,06
460-BEN	15,86	3,30	1,10	41,74	0,14	0,02	0,70	1,42	0,07	0,16	8,85	0,47	0	0,06

MUESTRA	Ba µg/g	Ce µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	La µg/g	Mo µg/g	Ni µg/g	Rb µg/g	Sc µg/g	Sr µg/g	V µg/g	Y µg/g	Zn µg/g
1650-ALM	72,00	0,00	15,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	751,00	10,00	0,00	20,00
1630-ALM	197,00	18,00	42,00	9,00	11,00	0,00	14,00	61,00	6,00	684,00	43,00	6,00	42,00
1610-ALM	103,00	0,00	25,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	730,00	14,00	1,00	19,00
1590-ALM	213,00	28,00	47,00	10,00	15,00	0,00	16,00	79,00	7,00	779,00	56,00	7,00	45,00

MUESTRA	Ba µg/g	Ce µg/g	Cr µg/g	Cu µg/g	La µg/g	Mo µg/g	Ni µg/g	Rb µg/g	Sc µg/g	Sr µg/g	V µg/g	Y µg/g	Zn µg/g
1570-ALM	200,00	26,00	45,00	8,00	14,00	0,00	14,00	64,00	6,00	867,00	45,00	7,00	40,00
1550-ALM	203,00	25,00	53,00	8,00	14,00	0,00	14,00	65,00	6,00	615,00	45,00	7,00	39,00
1530-ALM	101,00	15,00	26,00	0,00	9,00	0,00	11,00	39,00	4,00	718,00	31,00	4,00	31,00
1510-ALM	197,00	21,00	54,00	0,00	12,00	0,00	15,00	63,00	6,00	549,00	40,00	7,00	32,00
1490-ALM	388,00	39,00	70,00	12,00	21,00	2,00	26,00	136,00	12,00	378,00	85,00	10,00	43,00
1470-ALM	191,00	16,00	31,00	0,00	10,00	8,00	14,00	52,00	5,00	616,00	36,00	4,00	25,00
1450-ALM	240,00	20,00	39,00	9,00	11,00	5,00	19,00	74,00	7,00	521,00	49,00	6,00	30,00
1430-ALM	191,00	19,00	38,00	9,00	12,00	0,00	13,00	72,00	6,00	637,00	42,00	5,00	35,00
1410-ALM	143,00	20,00	45,00	9,00	11,00	0,00	13,00	63,00	5,00	488,00	33,00	6,00	33,00
1390-ALM	176,00	15,00	29,00	0,00	9,00	3,00	12,00	55,00	4,00	599,00	33,00	4,00	27,00
1370-ALM	158,00	21,00	32,00	0,00	11,00	0,00	11,00	58,00	5,00	824,00	30,00	5,00	30,00
1350-ALM	133,00	18,00	31,00	0,00	11,00	0,00	11,00	51,00	4,00	929,00	27,00	5,00	29,00
1330-ALM	183,00	24,00	36,00	0,00	13,00	0,00	12,00	74,00	6,00	731,00	37,00	7,00	34,00
1310-ALM	199,00	19,00	33,00	0,00	11,00	0,00	11,00	65,00	5,00	657,00	36,00	5,00	31,00
1290-ALM	169,00	18,00	28,00	0,00	10,00	0,00	10,00	57,00	5,00	731,00	30,00	5,00	31,00
1270-ALM	141,00	20,00	39,00	0,00	11,00	2,00	12,00	62,00	5,00	1000,00	32,00	6,00	33,00
1250-ALM	187,00	23,00	46,00	11,00	13,00	3,00	18,00	83,00	6,00	867,00	45,00	7,00	48,00
1230-ALM	181,00	23,00	42,00	10,00	13,00	3,00	16,00	76,00	6,00	802,00	43,00	7,00	39,00
1210-ALM	143,00	20,00	34,00	0,00	11,00	5,00	14,00	65,00	5,00	780,00	35,00	6,00	35,00
1190-ALM	117,00	14,00	29,00	0,00	9,00	3,00	19,00	48,00	4,00	1000,00	31,00	4,00	29,00
480-BEN	155,90	46,80	44,00	2,70	11,90	1,20	7,90	28,40	41,00	982,60	27,00	7,80	13,50
460-BEN	215,10	51,60	39,00	0,20	5,50	1,40	8,20	29,10	46,00	1200,00	24,00	9,10	14,10

Limos con cantos (Fr)

MUESTRA	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	Cr2O3 (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	P2O5 (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	B (%)	S (%)
GEO-40-C10	52,6	11,35	4,32	10,61	1,23	0,28	2,43	0,01	0,65	0,06	0,12	0,02	0,04	14,95	100	0,05
GEO-41-C10	56,93	12,1	4,67	7,5	1,18	0,27	2,57	0	0,66	0,06	0,11	0,02	0,05	12,6	80	0,04
GEO-42-C10	59,46	12,66	4,88	5,02	1,14	0,3	2,66	0,01	0,72	0,06	0,08	0,02	0,04	11,2	50	0,08
GEO-43-C10	60,69	13,17	5,05	3,86	1,15	0,37	2,75	0	0,74	0,06	0,08	0,02	0,04	10,15	70	0,05
GEO-44-C10	57,07	11,72	4,54	7,75	1,19	0,31	2,51	0,01	0,67	0,07	0,11	0,02	0,03	12,75	60	0,06
GEO-45-C10	59,72	12,5	4,89	4,9	1,18	0,31	2,61	0,01	0,74	0,08	0,07	0,02	0,04	11,25	70	0,08
GEO-46-C10	54,05	11,7	4,55	9,33	1,27	0,28	2,52	0,01	0,63	0,06	0,11	0,02	0,04	14	80	0,08

MUESTRA	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	Cr2O3 (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	P2O5 (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	B (%)	S (%)
GEO-47-C10	54,01	12,19	4,59	8,61	1,35	0,27	2,58	0,01	0,65	0,07	0,14	0,02	0,04	13,75	70	0,07
GEO-48-C10	50,12	11,2	4,23	11,87	1,29	0,28	2,43	0,01	0,62	0,06	0,16	0,02	0,04	16,05	70	0,08
GEO-49-C10	47,53	10,6	3,94	14,01	1,4	0,35	2,29	0,01	0,58	0,06	0,14	0,02	0,04	17,4	80	0,1
GEO-50-C10	52,7	11,73	4,44	10,23	1,39	0,24	2,51	0,01	0,65	0,07	0,14	0,02	0,04	14,85	80	0,08
GEO-51-C10	52,88	11,94	4,44	9,32	1,36	0,34	2,49	0,01	0,7	0,06	0,14	0,02	0,03	14,4	80	0,06
GEO-52-C10	51,94	11,77	4,42	10,28	1,3	0,25	2,47	0,02	0,67	0,07	0,14	0,02	0,03	15,25	60	0,04
GEO-53-C10	52,58	12,02	4,59	9,65	1,31	0,36	2,46	0,01	0,65	0,07	0,12	0,02	0,04	14,3	70	0,07
GEO-54-C10	52,74	11,7	4,66	10,32	1,08	0,28	2,29	0,01	0,64	0,06	0,11	0,02	0,04	14,5	100	0,05
GEO-55-C10	55,18	12,32	4,74	7,84	1,27	0,31	2,55	0,01	0,68	0,07	0,13	0,02	0,04	13,1	100	0,13
GEO-56-C10	51,54	11,45	4,41	11,15	1,35	0,32	2,46	0,01	0,62	0,06	0,13	0,02	0,04	15,5	80	0,04
GEO-57-C10	54,05	12,15	4,5	8,87	1,34	0,33	2,58	0,01	0,68	0,07	0,12	0,02	0,04	14,05	90	0,08
GEO-58-C10	52,02	11,54	4,36	10,48	1,46	0,31	2,47	0,01	0,62	0,06	0,12	0,02	0,04	15,3	70	0,08
GEO-59-C10	52,64	11,56	4,33	10,33	1,37	0,28	2,49	0	0,65	0,06	0,13	0,02	0,04	14,95	60	0,08
GEO-60-C10	52,84	11,35	4,24	10,36	1,37	0,29	2,43	0,01	0,63	0,06	0,14	0,02	0,04	14,95	80	0,08
GEO-61-C10	53,55	11,65	4,38	9,69	1,3	0,28	2,52	0	0,66	0,06	0,15	0,02	0,04	14,45	70	0,09
GEO-62-C10	52,93	11,76	4,51	9,87	1,27	0,35	2,5	0,01	0,67	0,06	0,11	0,02	0,05	14,45	80	0,15
GEO-63-C10	54,93	12,27	4,63	8,19	1,26	0,31	2,54	0	0,7	0,06	0,11	0,02	0,04	13,45	60	0,06
GEO-64-C10	52,85	12,06	4,65	9,94	1,22	0,31	2,45	0,01	0,66	0,06	0,12	0,02	0,03	14,5	90	0,07
GEO-65-C10	52,71	11,76	4,51	10,2	1,24	0,3	2,43	0	0,63	0,06	0,13	0,02	0,04	14,75	70	0,07
GEO-66-C10	51,99	11,88	4,66	9,75	1,46	0,24	2,56	0,01	0,66	0,07	0,14	0,02	0,04	14,85	60	0,06
GEO-67-C10	52,99	12,17	4,59	8,97	1,39	0,32	2,62	0,01	0,66	0,07	0,14	0,02	0,04	14,25	30	0,05
GEO-68-C10	49,36	11,77	4,34	11,77	1,32	0,26	2,51	0	0,63	0,07	0,13	0,02	0,04	16,2	60	0,09
GEO-69-C10	52,94	12,22	4,55	9,35	1,39	0,28	2,65	0	0,65	0,07	0,13	0,01	0,05	14,65	90	0,06
GEO-70-C10	55,88	11,81	4,63	8,2	1,3	0,31	2,53	0,03	0,71	0,07	0,12	0,02	0,04	13,25	60	0,12
GEO-71-C10	50,8	11,39	4,16	11,16	1,31	0,29	2,4	0,01	0,68	0,06	0,13	0,03	0,04	15,75	80	0,05
GEO-72-C10	42,61	9,93	3,65	18,11	1,19	0,22	2,13	0,01	0,56	0,06	0,11	0,02	0,03	20,3	20	0,05
GEO-73-C10	52,09	11,71	4,39	10,37	1,38	0,31	2,54	0	0,64	0,06	0,13	0,02	0,03	15,3	50	0,09
GEO-74-C10	54,23	12,19	4,66	8,7	1,38	0,27	2,52	0,01	0,67	0,08	0,13	0,02	0,04	13,95	50	0,07
GEO-75-C10	55,58	12,61	4,67	7,63	1,36	0,32	2,62	0	0,73	0,07	0,12	0,02	0,04	13,2	60	0,06
GEO-76-C10	55,73	12,84	4,9	7,28	1,28	0,28	2,64	0,01	0,72	0,08	0,12	0,02	0,05	12,8	50	0,09
GEO-77-C10	52,98	11,75	4,41	9,85	1,13	0,29	2,45	0,01	0,72	0,06	0,09	0,02	0,03	14,4	50	0,1
GEO-78-C10	57,42	12,51	4,79	6,43	1,27	0,3	2,59	0,01	0,71	0,07	0,11	0,02	0,04	12,05	40	0,07
GEO-79-C10	53,27	11,97	4,48	9,29	1,34	0,34	2,58	0,01	0,7	0,06	0,13	0,02	0,05	14,5	40	0,18
GEO-80-C10	56,1	12,9	4,88	6,79	1,37	0,35	2,73	0,01	0,74	0,08	0,12	0,02	0,05	12,65	70	0,13

MUESTRA	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	Cr2O3 (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	P2O5 (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	B (%)	S (%)
GEO-81-C10	55,31	12,52	4,8	7,34	1,38	0,37	2,62	0,01	0,69	0,08	0,13	0,02	0,04	13,05	70	0,06
GEO-82-C10	57,01	13,23	5,07	5,95	1,4	0,35	2,74	0,01	0,75	0,08	0,11	0,02	0,04	12,15	60	0,08
GEO-83-C10	55,91	12,69	4,9	6,76	1,33	0,42	2,69	0,01	0,74	0,07	0,12	0,02	0,05	12,65	30	0,07
GEO-84-C10	55,19	12,31	4,79	7,7	1,35	0,31	2,62	0,01	0,69	0,07	0,12	0,02	0,04	13,2	60	0,07
GEO-85-C10	52,97	11,91	4,55	9,53	1,34	0,3	2,51	0,01	0,66	0,06	0,13	0,02	0,04	14,5	60	0,09
GEO-86-C10	52,69	11,76	4,31	10,08	1,36	0,29	2,42	0,01	0,7	0,06	0,15	0,03	0,05	15,05	70	0,1
GEO-87-C10	53,04	11,71	4,37	9,58	1,36	0,36	2,42	0,01	0,65	0,06	0,13	0,02	0,04	14,7	70	0,09
GEO-88-C10	48,19	12,73	3,82	11,89	1,36	0,28	2,24	0,01	0,56	0,05	0,14	0,02	0,03	16,85	70	0,05
GEO-89-C10	50,02	11,38	4,18	11,82	1,43	0,32	2,25	0,01	0,65	0,06	0,14	0,03	0,04	16,6	40	0,11
GEO-90-C10	52,57	11,72	4,39	9,65	1,35	0,28	2,46	0,01	0,64	0,06	0,14	0,02	0,03	14,85	50	0,11
GEO-91-C10	56,51	13,12	5,04	6,39	1,36	0,32	2,76	0,01	0,75	0,08	0,11	0,02	0,04	12,4	80	0,09
GEO-92-C10	47,09	11,31	4,16	14	1,31	0,31	2,38	0	0,62	0,07	0,12	0,02	0,03	17,55	40	0,05
GEO-93-C10	56,9	13,34	5,25	5,67	1,28	0,32	2,75	0,01	0,76	0,08	0,09	0,02	0,06	11,8	50	0,09
GEO-94-C10	55,89	12,86	4,84	6,69	1,39	0,43	2,71	0	0,76	0,08	0,1	0,02	0,03	12,6	60	0,09
GEO-95-C10	51,61	11,64	4,37	10,64	1,45	0,36	2,5	0,01	0,67	0,07	0,12	0,02	0,03	15,3	40	0,12
GEO-96-C10	55,05	12,82	4,89	7,16	1,28	0,39	2,71	0,01	0,75	0,07	0,12	0,02	0,05	12,95	70	0,05
GEO-97-C10	52,97	12,09	4,66	9	1,35	0,36	2,57	0,01	0,66	0,06	0,14	0,02	0,04	14,05	20	0,15
GEO-98-C10	55,03	12,83	4,86	7,13	1,32	0,39	2,67	0,01	0,77	0,07	0,11	0,02	0,04	12,85	40	0,05
GEO-99-C10	54,15	12,1	4,57	8,77	1,33	0,38	2,49	0,01	0,7	0,06	0,12	0,02	0,04	14	20	0,07
GEO-100-C10	51,35	11,64	4,39	11,45	1,2	0,36	2,23	0	0,64	0,06	0,1	0,02	0,04	15,55	40	0,07
GEO-101-C10	45,13	9,37	3,57	16,8	0,98	0,32	1,84	0,01	0,58	0,05	0,09	0,02	0,04	19,65	0	0,08
GEO-102-C10	41,88	8,64	3,27	19,67	0,89	0,33	1,61	0,01	0,49	0,05	0,07	0,01	0,03	21,6	30	0,04
GEO-103-C10	41,25	8,79	3,3	20,4	0,9	0,28	1,66	0,01	0,5	0,05	0,07	0,01	0,02	21,7	30	0,07
GEO-104-C10	44,59	9,24	3,49	17,42	1,04	0,34	1,71	0	0,53	0,05	0,09	0,01	0,02	19,95	20	0,06
GEO-105-C10	49,03	9,98	3,93	13,68	1,1	0,35	1,93	0,01	0,57	0,06	0,11	0,01	0,04	17,35	20	0,07
GEO-106-C10	50,73	9,53	3,67	14,05	0,98	0,31	1,83	0,01	0,57	0,06	0,09	0,01	0,04	18,05	30	0,07
GEO-107-C10	38,54	8,1	3,08	22,71	0,81	0,26	1,63	0,01	0,49	0,05	0,08	0,01	0,04	22,6	0	0,09
GEO-108-C10	46,38	9,47	3,63	16,15	0,98	0,34	1,93	0,01	0,54	0,05	0,08	0,01	0,02	18,85	30	0,04
GEO-109-C10	49,24	9,91	3,9	14,27	0,98	0,34	1,99	0,01	0,57	0,06	0,08	0,01	0,03	17,5	20	0,07
GEO-110-C10	45,85	9,68	3,72	16,63	0,95	0,28	1,92	0	0,57	0,06	0,08	0,02	0,03	19,05	30	0,05
GEO-111-C10	50,04	11,04	4,22	12,76	1,16	0,35	2,1	0,01	0,61	0,05	0,11	0,02	0,05	16,4	90	0,04
GEO-112-C10	53,11	11,98	4,41	9,45	1,3	0,4	2,47	0,01	0,71	0,06	0,13	0,02	0,04	14,45	90	0,07
GEO-113-C10	50,53	11,13	4,26	11,85	1,31	0,34	2,34	0,01	0,61	0,06	0,13	0,02	0,04	15,9	70	0,12
GEO-114-C10	53,54	12,02	4,52	9,15	1,31	0,39	2,6	0,01	0,67	0,06	0,13	0,02	0,04	14,15	80	0,09

MUESTRA	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	Cr2O3 (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	P2O5 (%)	SrO (%)	BaO (%)	PPC (%)	B (%)	S (%)								
GEO-115-C10	55,42	12,21	4,7	8,05	1,31	0,42	2,65	0,01	0,71	0,07	0,11	0,02	0,03	13,15	90	0,1								
GEO-116-C10	56,1	12,48	4,8	7,42	1,34	0,35	2,69	0	0,73	0,06	0,1	0,02	0,05	12,6	90	0,17								
GEO-117-C10	50,59	11,95	4,53	9,48	1,43	0,32	2,49	0,01	0,65	0,05	0,16	0,02	0,04	17	100	0,14								

MUESTRA	SiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	TiO2 (%)	MnO (%)	K2O (%)	MgO (%)	P2O5 (%)	Na2O (%)	PPC (%)	Cor (%)	Cinor (%)	C. (%)	S (%)	N (%)	As µg/g	Ba µg/g	Bi µg/g	Br µg/g	Ce µg/g	Cr µg/g
150-BEN	37,21	12,21	4,002	11,256	0,512	0,032	2,582	1,492	0,14	0,377	29,44	8,6	1,24	9,84	0,3	0,66	21.2	297.7	0.6	115.9	69.4	68
130-BEN	55,25	11,8	4,63	10,254	0,624	0,061	2,589	1,272	0,105	0,256	13,16	0,7	2,09	2,79	0		18.2	317.1	1.3	17.9	66.8	97
100-BEN	55,23	11,69	4,607	10,225	0,613	0,061	2,599	1,282	0,106	0,243	13,35	0,59	2,17	2,76	0	0	16.7	316.8	0.8	14.1	70.6	116
70-BEN	56,3	12,08	4,67	9,227	0,64	0,063	2,664	1,307	0,109	0,27	12,67	0,645	1,965	2,61	0	0	18.9	331.6	0	12.3	69.2	84
40-BEN	58,08	12,28	4,816	7,958	0,683	0,07	2,724	1,265	0,099	0,31	11,72	0,605	1,765	2,37	0	0	17.4	336	0.7	11.5	85.1	96






























MUESTRA	Cs µg/g	Cu µg/g	Ga µg/g	Hf µg/g	I µg/g	La µg/g	Mo µg/g	Nb µg/g	Nd µg/g	Ni µg/g	Pb µg/g	Rb µg/g	Sb µg/g	Sc µg/g	Se µg/g	Sm µg/g	Sn µg/g	Sr µg/g	Ta µg/g	Th µg/g	Tl µg/g	V µg/g	W µg/g	Y µg/g	Zn µg/g	Zr µg/g	U µg/g
150-BEN	15.1	13.3	16.2	2.2	12.6	28.5	0.8	9.6	28.4	24.3	34.8	112.1	2.3	20	2.2	6.9	7	375	0.8	10.1	1.1	81	4.7	20.1	51.9	0	6.3
130-BEN	6.2	15.1	16	5.3	11	31.5	0.5	12.1	30.6	25	54.1	110.8	3.1	18	0.6	9.6	9.6	181.3	0.9	12.1	0.1	82	3.8	25.2	62.4	214.3	3.7
100-BEN	6.3	16	15.8	7.8	8.6	37	0.6	11.7	28.4	27	47.4	109.8	0.4	19	0.1	10.1	4.9	177.9	1.9	10.8	1	83	4.8	24.8	62	219	3.5
70-BEN	3.6	16.2	15.9	7	11.7	34.1	0.7	12.3	29.6	27.3	42.3	113.8	4.6	18	0.4	6.1	6.6	180	0	11.9	1.9	87	4.5	26.2	64.1	222.1	3.2
40-BEN	7.4	16.7	15.8	5.7	9.5	34.6	1.1	13.2	33.6	27.1	37.6	113.9	2.1	17	0.5	7.2	6.1	165.8	0.6	12.2	1.3	82	4	27.5	60.3	227.4	3.7

ANEXO IV: COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

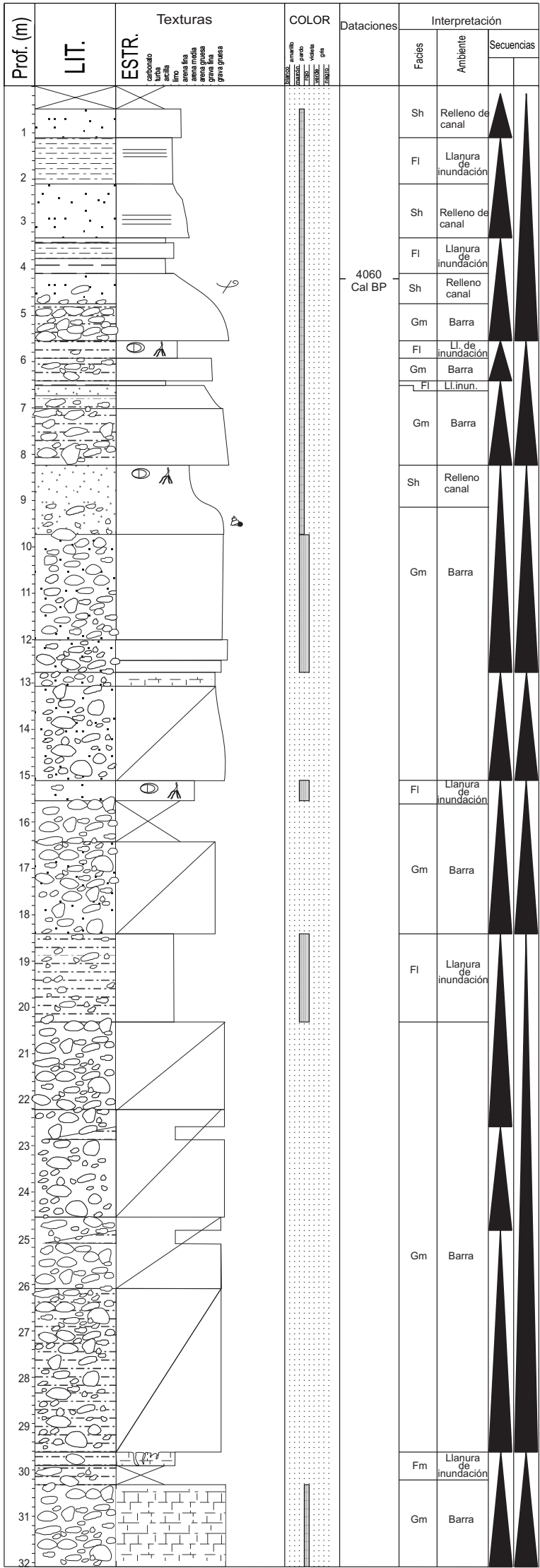
Representación de las columnas estratigráficas con los datos geoquímicos, edad, geofísicos, posición de las muestras, interpretación de las facies y subambientes y secuencias descritas a lo largo de la memoria.

Sondeo del Palancia
 Sondeo C7
 Sondeo C4
 Sondeo de Almenara
 Sondeo C8
 Sondeo C3
 Sondeo C1
 Sondeo C2
 Sondeo del Marjal de Nules
 Sondeo C9
 Sondeo del río Mijares
 Sondeo C6
 Sondeo C5
 Sondeo del Marjal de Benicasim
 Sondeo C10

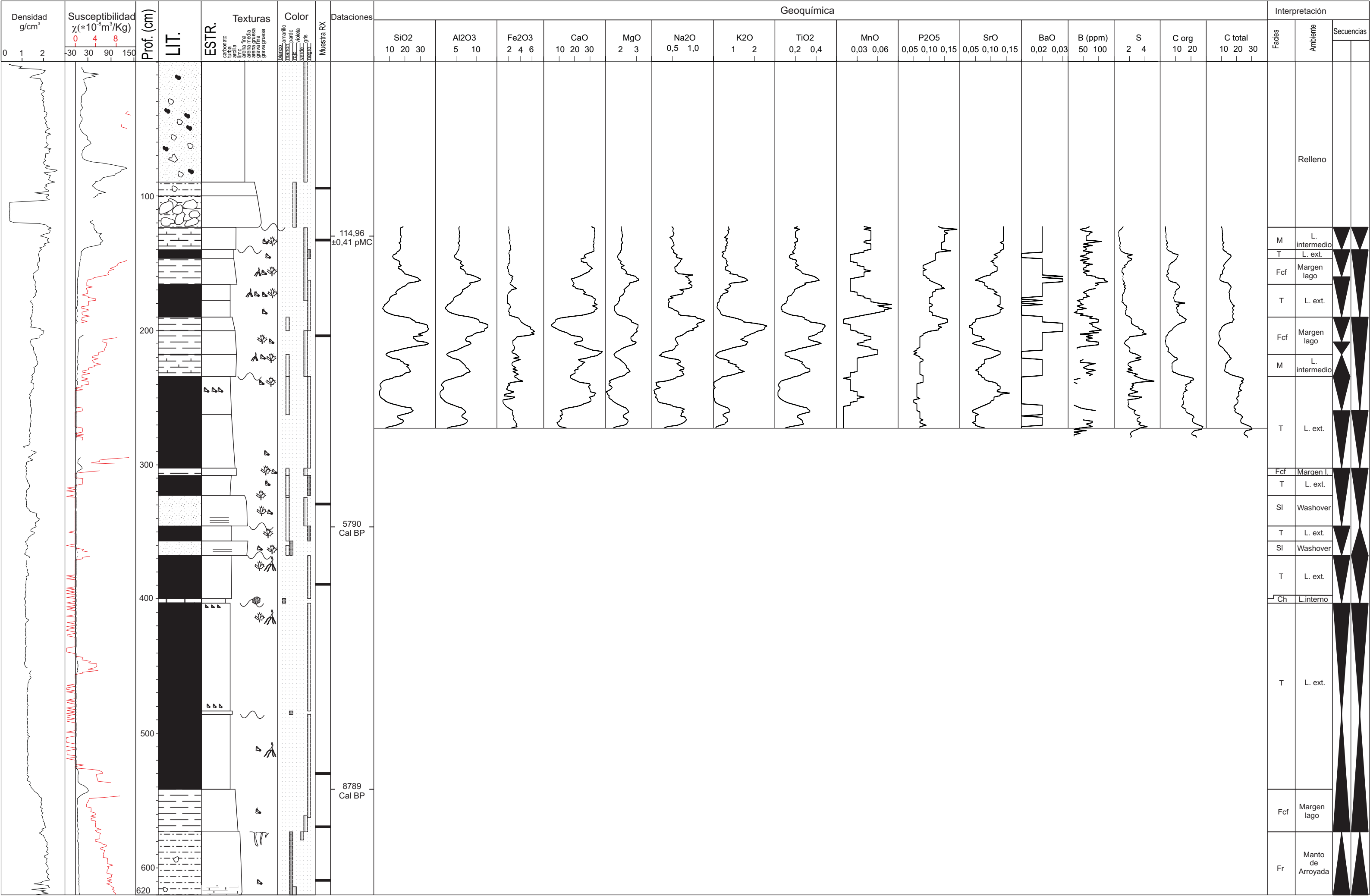
Leyenda

	Gravas				Raíces
	Arenas				Bioturbación
	Limos con yesos		Laminación cruzada		Concreciones de carbonato
	Limos		Laminación horizontal		Gasterópodos
	Calizas brechoides		Paleosuelo		Fragmentos de gasterópodos
	Arcillas		Estratificación cruzada planar		Gasterópodos plano-espinales
	Turba		Superficie erosiva		Pectínidos
	Fango carbonático				Bivalvos de concha fina
	Carófitas				Fragmentos de bivalvos
	Cementación				Foraminíferos
					Ostrácodos
					Restos de plantas
					Fragmentos de carófitas
					Hidromorfías

Sondeo del río Palancia



Sondeo C7



Sondeo C4

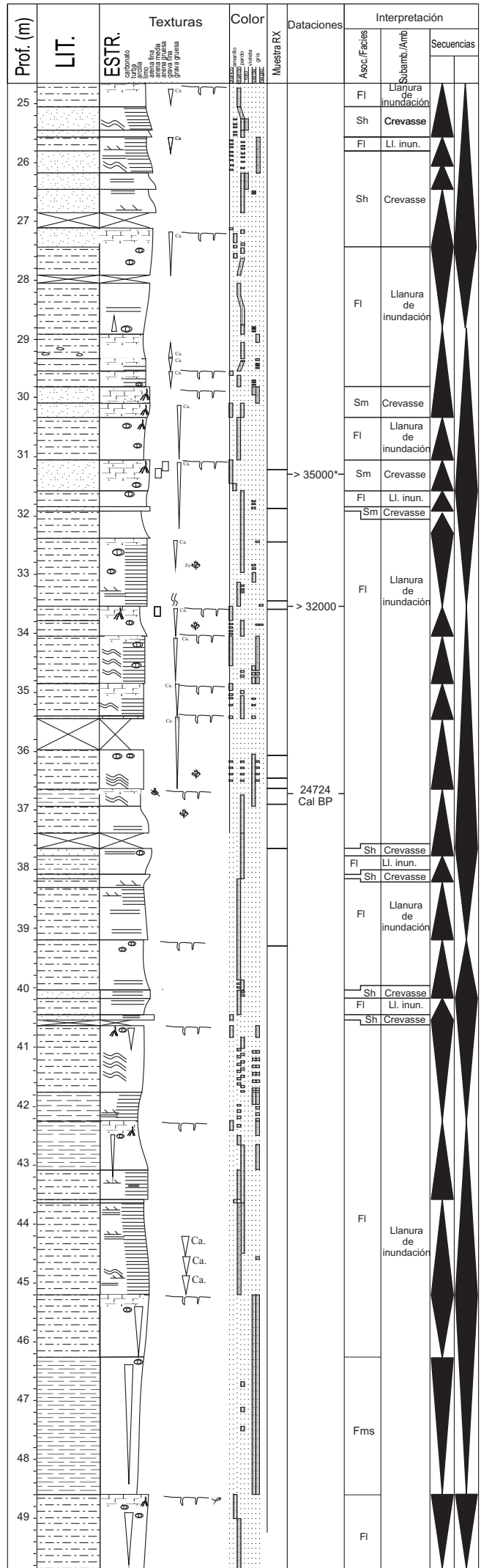
[illegible]

Sondeo de Almenara C



☐ Lamina delgada

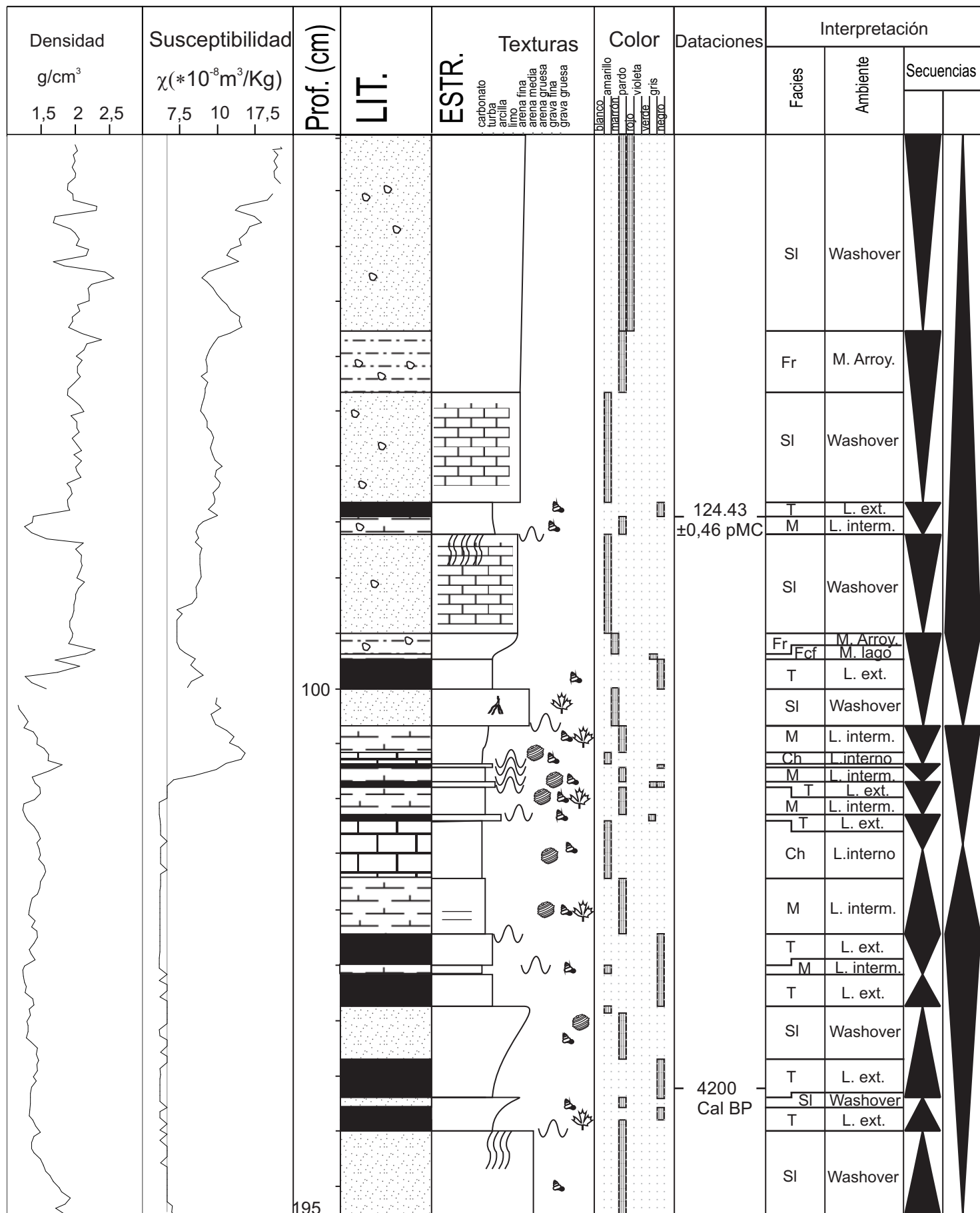
Sondeo de Almenara_1



* Datación U/Th

□ Lamina delgada

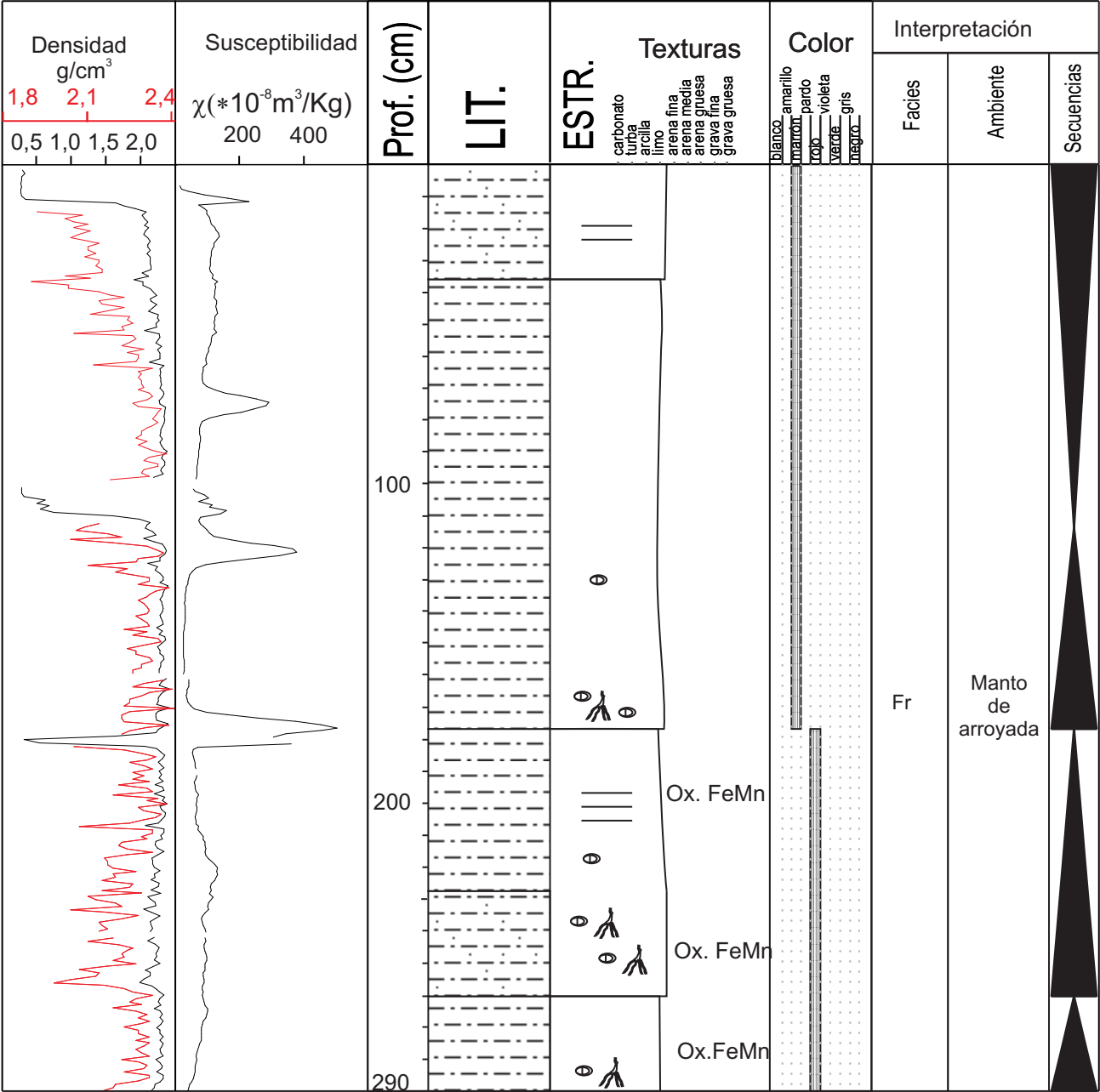
Sondeo C8



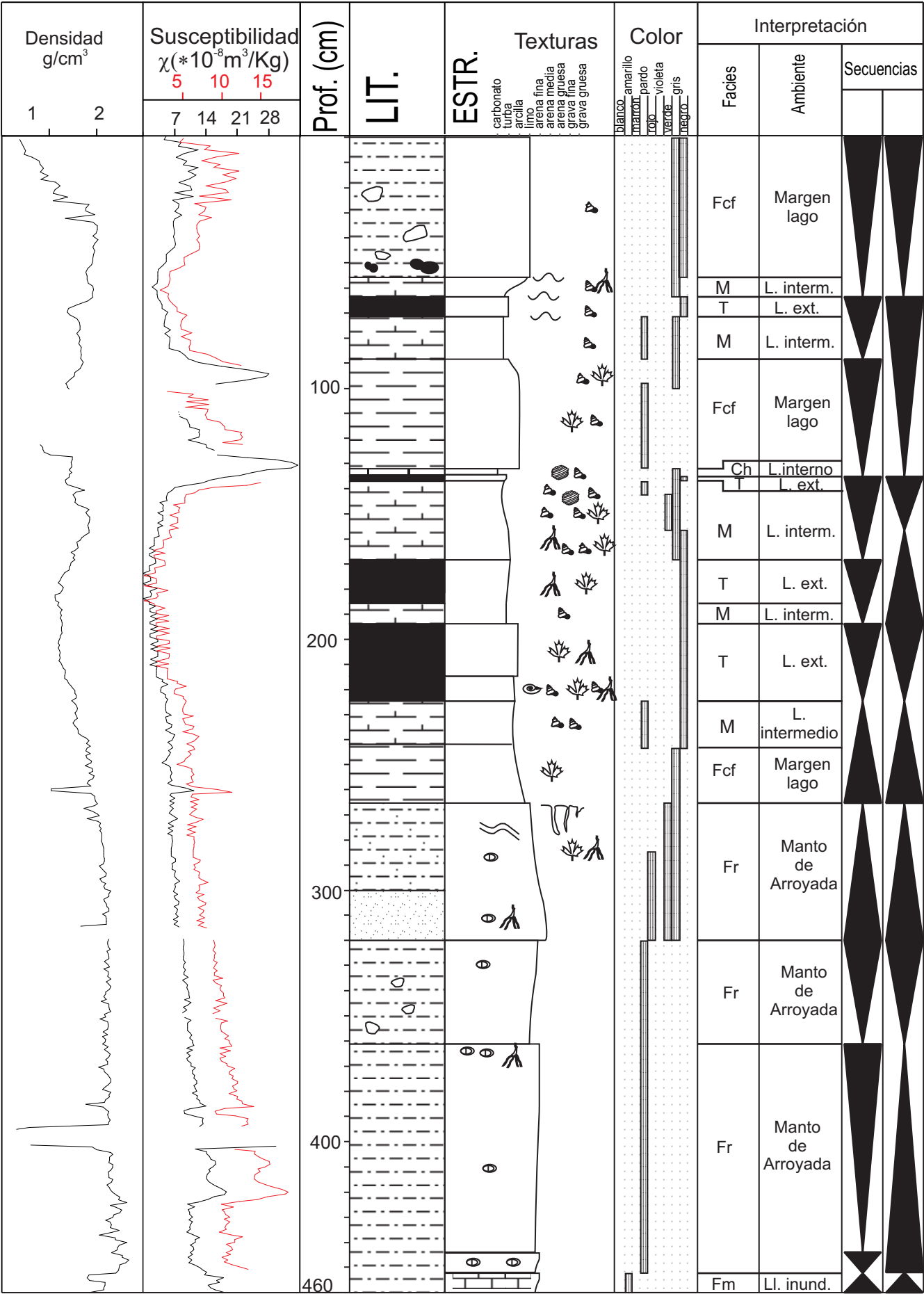
Sondeo C3



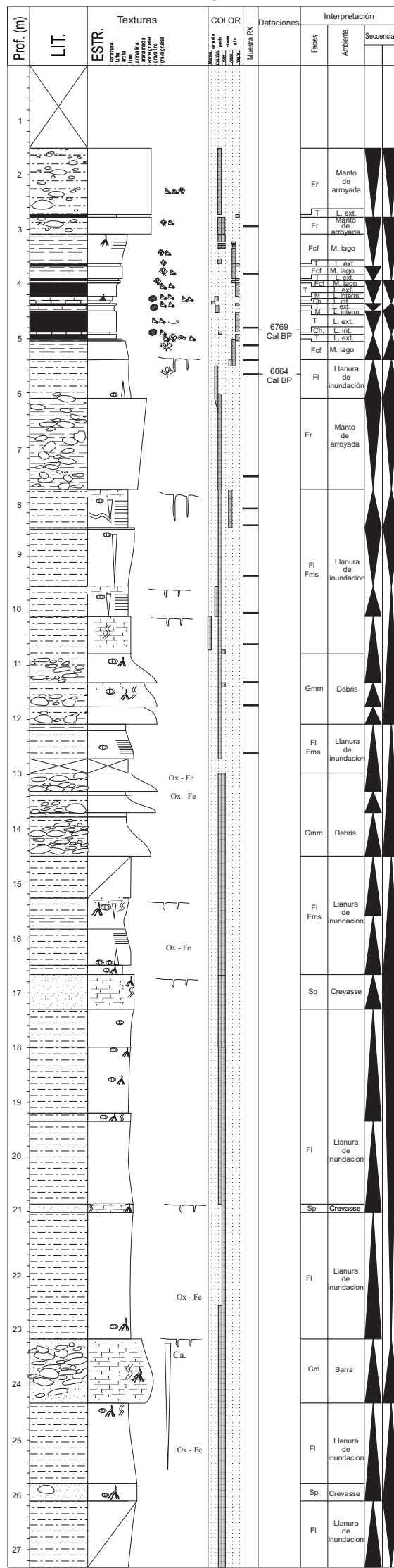
Sondeo C1



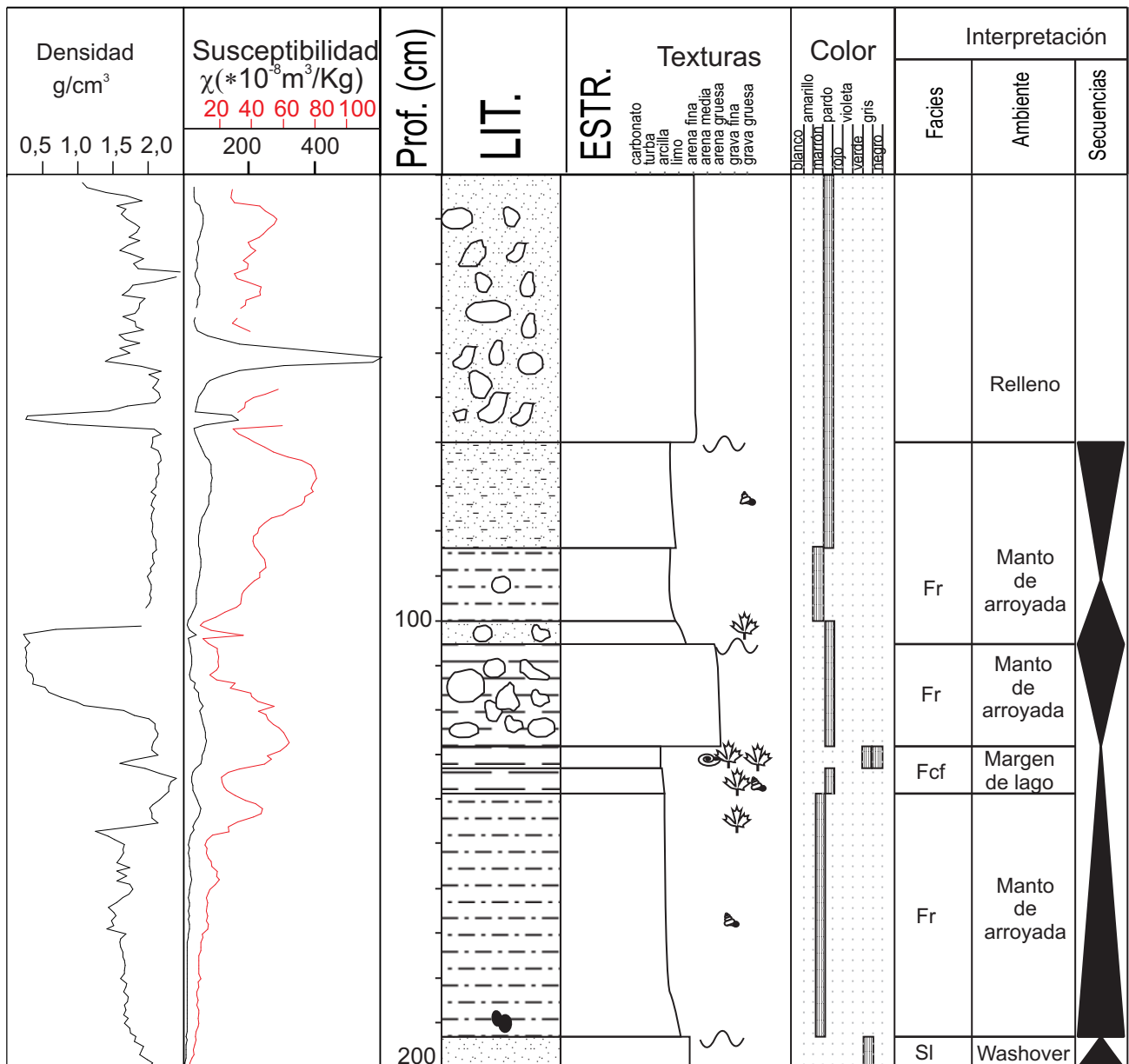
Sondeo C2



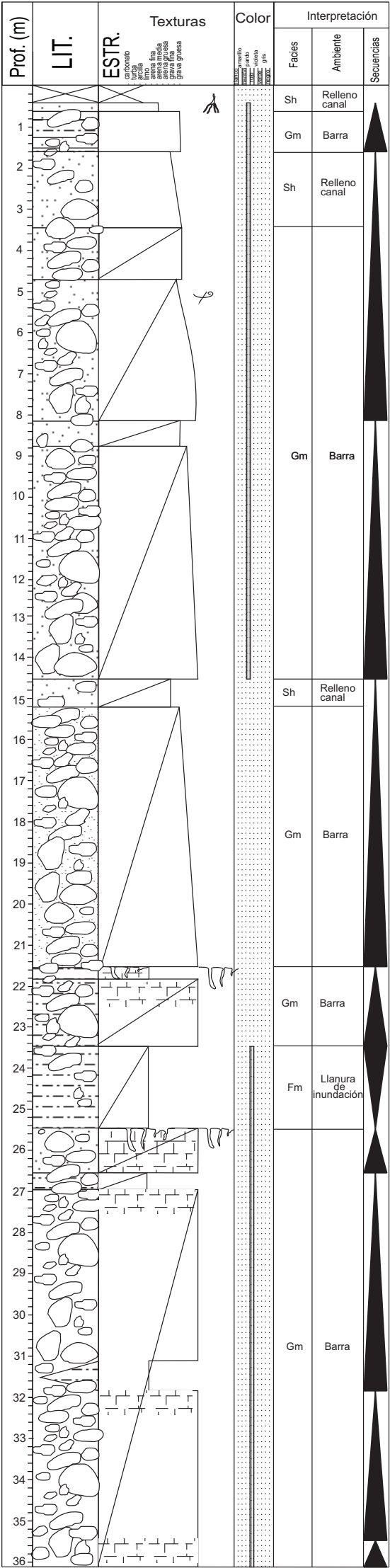
Sondeo del Marjal de Nules



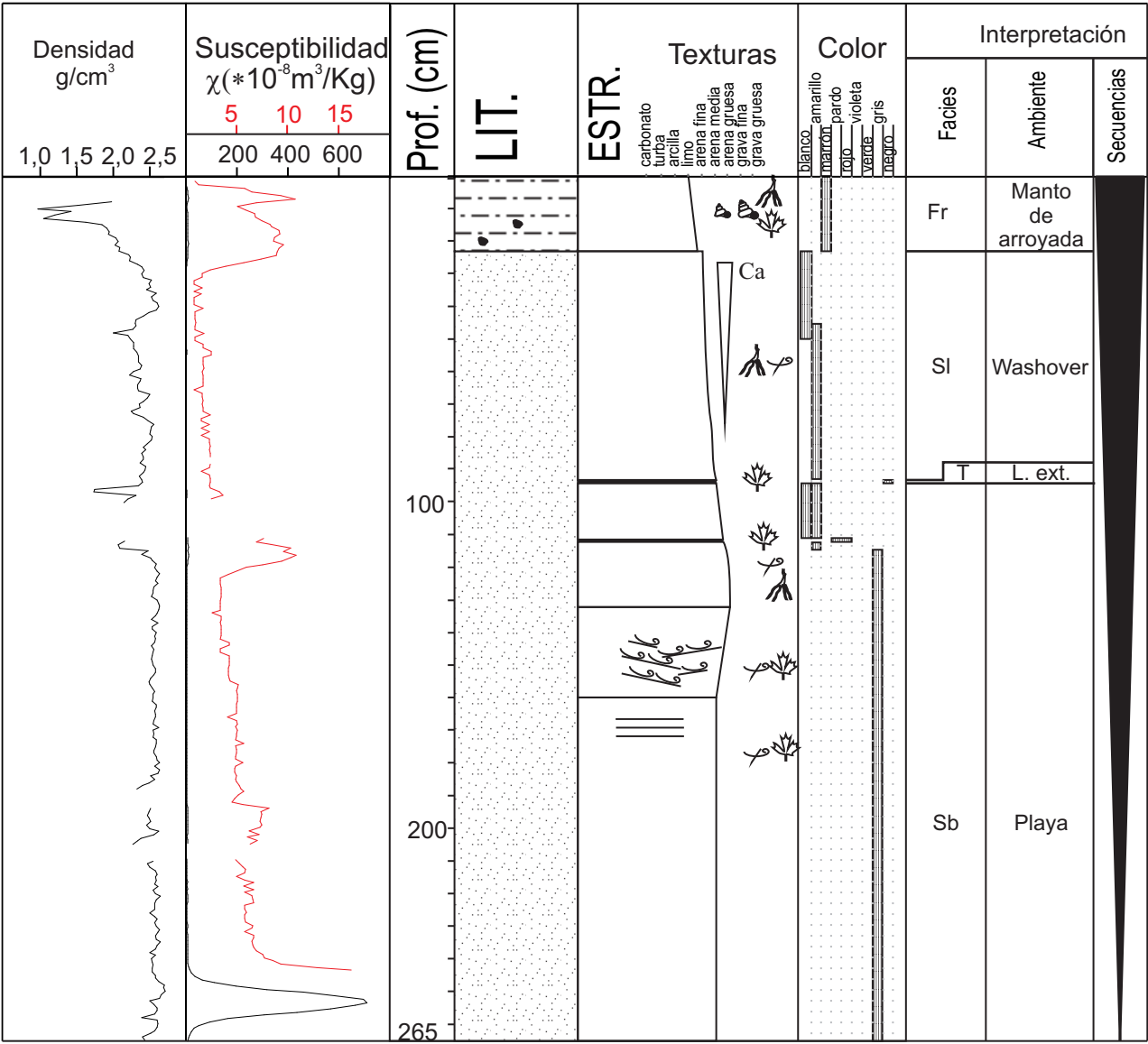
Sondeo C9



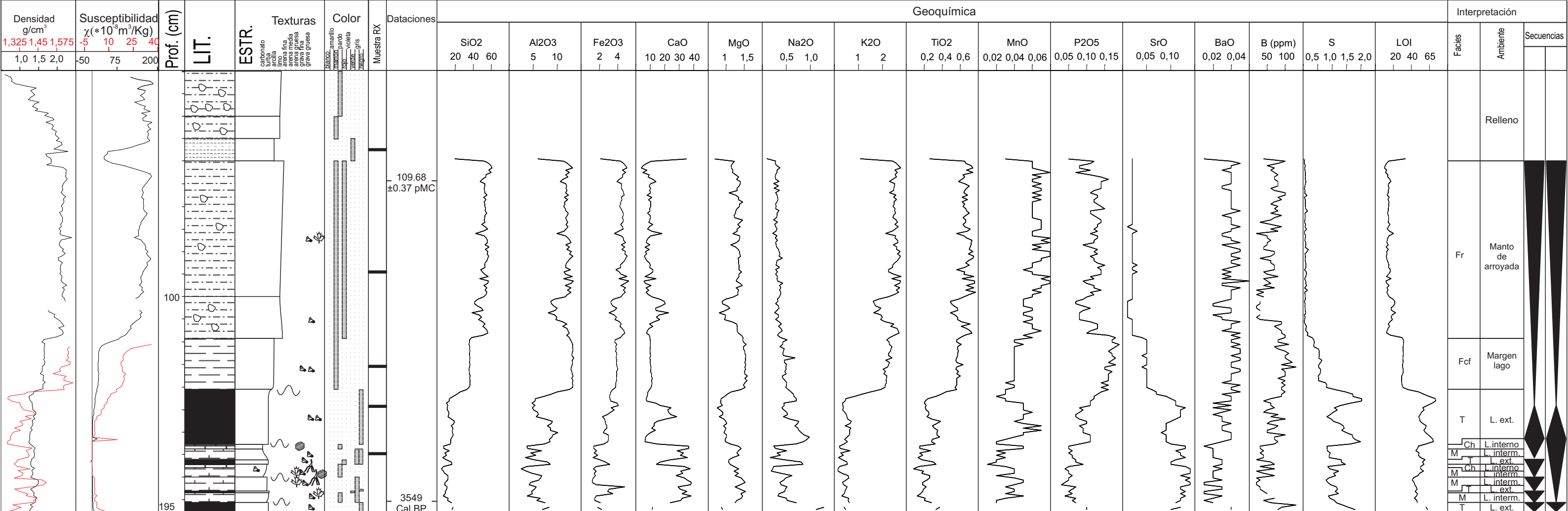
Sondeo del río Mijares



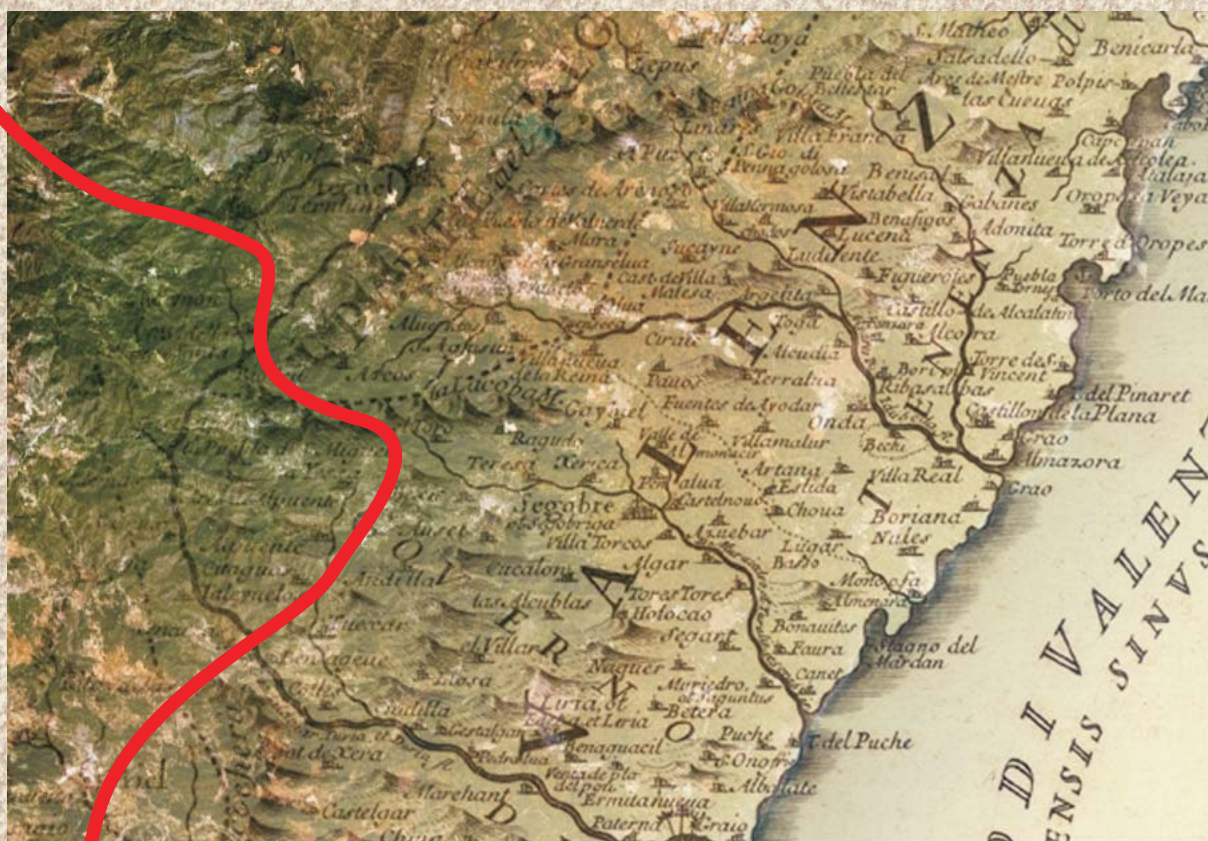
Sondeo C5



Sondeo C10



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Estratigrafía



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE ECONOMÍA
Y COMPETITIVIDAD



Instituto Geológico
y Minero de España